2ª edición

Editores
Gerardo Veroslavsky - Martín Ubilla
Sergio Martínez

Cuencas sedimentarias de Uruguay

Geología, paleontología y recursos naturales

Mesozoico

Héctor de Santa Ana
César Goso Aguilar
Jorge Montaño
Rossana Muzio
Daniel Perea
Graciela Piñeiro
Eduardo Rossello
Nelson Ucha



SOCIEDAD URUGUAYA DE GEOLOGIA
DIRAC

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA - FACULTAD DE CIENCIAS

CUENCAS SEDIMENTARIAS DE URUGUAY

Geología, paleontología y recursos naturales

MESOZOICO

GERARDO VEROSLAVSKY MARTÍN UBILLA
SERGIO MARTÍNEZ
EDITORES

HÉCTOR DE SANTA ANA CÉSAR GOSO AGUILAR
JORGE MONTAÑO GRACIELA PIÑEIRO
ROSSANA MUZIO EDUARDO ROSSELLO
DANIEL PEREA NELSON UCHA

Segunda edición - 2004

DI.R.A.C. – S.U.G.

Montevideo - Uruguay

Edición del texto y notas suplementarias: Luis Elbert.
Diseño de tapas, tratamiento de gráficos y puesta en página: Gabriel Santoro.
Figura de tapa: adaptación del *Geological map of the world*, 1849, de James Reynolds (ed.) incluido en el libro *The image of the world* de Peter Whitfield. Pomegranate Artbooks, San Francisco 1994.

DIRAC – Facultad de Ciencias
Calle Iguá 4225 – Montevideo 11400 – Uruguay
Tel. (+598) 25251711 – Fax (+598) 25258617
E-mail: dirac@fcien.edu.uy

SUG (Sociedad Uruguaya de Geología)
Colonia 922 Of. 507 – Montevideo 11100 – Uruguay
Tel./Fax. (+598) 29032005 / (+598) 29026181
E-mail: secretaria@sugeologia.org
Pagina *web*: www.sugeologia.org

Primera edición: 2003 DIRAC – *Facultad de Ciencias*
Segunda edición: 2004 DIRAC – *Facultad de Ciencias / Sociedad Uruguaya de Geología*

ISBN: 9974-0-0259-1

ÍNDICE

PREFACIO

A POCO MÁS DE UN AÑO DE LA PRESENTACIÓN DEL PRIMER VOlumen sobre el Mesozoico, correspondiente a la trilogía "Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales", nos es muy grata la aparición de esta segunda edición. A nuestro entender, esto respondió no solo a la aceptación que tuvo la obra en nuestra pequeña comunidad geológica sino que, tal como pretendíamos, se logró el interés de un público mucho más amplio, como por ejemplo, biólogos, ingenieros, geógrafos, profesores de enseñanza media y superior así como estudiantes de otras disciplinas y público en general aficionado a las Ciencias de la Tierra.

Tal como lo señaláramos, esta segunda edición, corregida y actualizada, forma parte de una serie que pretende mostrar una síntesis de temas relevantes en las Ciencias de la Tierra de nuestro país, a la luz de los avances producidos en los últimos años.

En especial, este volumen se refiere a la Estratigrafía, Paleontología, Petrología y Tectónica, así como –cuando es pertinente– a los recursos naturales ligados a eventos y registros mesozoicos. Sobre este último aspecto, sobresalen dos temáticas de particular interés: los recursos hídricos subterráneos asociados al Acuífero Guaraní, y por otro, las perspectivas sobre la existencia de petróleo y gas en nuestra plataforma continental. Vale la pena alertar que el contenido del libro no agota la riqueza temática del Mesozoico de Uruguay, sino que desarrolla selectivamente aspectos que hemos decidido resaltar.

El primer capítulo es una reseña breve e introductoria sobre los principales acontecimientos de la evolución de la vida y de la tierra que transcurrieron durante el Mesozoico. Los capítulos siguientes abarcan variadas temáticas del Mesozoico uruguayo, los que no están exentos de enfoques nuevos y discusiones de temas de actualidad.

Si bien todos los capítulos han sido revisados por los editores y otros colegas incluidos en la nómina, el contenido de cada uno de ellos es de exclusiva responsabilidad de los respectivos autores. La Dra. Claudia Marsicano y el Dr. Eduardo Rossello tuvieron la amabilidad de realizar la lectura crítica de algunos capítulos. El Prof. José Bonaparte nos hizo llegar varios comentarios y sugerencias que hemos incluido en esta segunda edición.

En aras de una lectura más ágil, se ha procurado incluir el menor número posible de referencias bibliográficas en el texto, sin perjuicio de que al final de cada capítulo podrá hallarse bibliografía conteniendo además de las referencias citadas, otras recomendadas para la ampliación de los temas desarrollados. Algunas notas al pie de página y notas del editor técnico, se incluyen como medio de ampliar temáticas específicas o resaltar aspectos de interés.

Agradecemos, muy especialmente, a la Sociedad Uruguaya de Geología quien sumó importantes esfuerzos para que esta obra sea reeditada bajo el formato de co-edición con la Facultad de Ciencias. Asimismo, agradecemos a la Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) y Comisión Sectorial de Enseñanza (CSE) de la Universidad de la República, al Consejo Nacional de Investigación, Ciencia y Tecnología (CONICYT) y al Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas (PEDECIBA) por el apoyo a los trabajos de investigación de la mayoría de los autores que participaron en esta obra.

Vaya nuevamente nuestro agradecimiento a DI.R.A.C.: a Luis Elbert quien con su dedicación, esfuerzo y experiencia no sólo materializó esta obra sino que aportó a su enriquecimiento con su inconfundible impronta cultural; y a Gabriel Santoro por su indeclinable empeño en mejorar en todo lo posible la presentación gráfica.

Por último, nuestro reconocimiento a las autoridades de la Facultad de Ciencias que confiaron, avalaron y apoyaron la realización de esta serie de libros.

Los Editores

PRÓLOGO

LA PRESENTE RE-EDICIÓN DE "CUENCAS SEDIMENTARIAS DE Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico" representa uno más de los esfuerzos de la comunidad geológica en pro de posicionar a nuestra profesión como actor importante en el genuino desarrollo y crecimiento de la sociedad uruguaya.

Los geólogos desde sus diferentes ámbitos de trabajo: la actividad pública, la privada, la enseñanza y la investigación, han generado la síntesis y actualización de los conocimientos sobre el Mesozoico y el Cenozoico en esta serie de libros editados por la Facultad de Ciencias.

En el ámbito de la legislación, se han producido avances en el reconocimiento sobre el rol del geólogo en una sociedad moderna. Ejemplos recientes lo constituyen la Ley de Ejercicio de la Profesión de Geólogo (Ley Nº 17.718/2003) y el Decreto del Poder Ejecutivo sobre las Normas Constructivas de Pozos Semi-surgentes (Nº 86/2004), ambos logros impulsados por la comunidad geológica nacional.

Como aporte al fortalecimiento de la profesión, divulgación e inserción a nivel social, la SOCIEDAD URUGUAYA DE GEOLOGÍA, consecuente con los fines establecidos en sus Estatutos, entendió adecuado apoyar la re-edición del presente libro, en un esfuerzo conjunto con la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República.

Es así que nos complace que esta obra pueda estar nuevamente al alcance de colegas y estudiantes, en los ámbitos universitarios y de enseñanza superior, en servicios geológicos, empresas privadas y estatales, así como que esté a disposición de todo el público interesado por el conocimiento geológico nacional.

Comisión Directiva de la
Sociedad Uruguaya de Geología
(Mayo de 2004)

PRÓLOGO DE LA 1ª EDICIÓN

LA PUBLICACIÓN DEL PRESENTE LIBRO MARCA UN MOMENTO importante en el desarrollo de las Geociencias en Uruguay. Prologarlo, en tanto que no especialista en el área, es un honor pero no es tarea fácil. La lectura de las páginas que siguen nos ha llevado a una serie de reflexiones que queremos compartir a modo de presentación de la obra.

El proceso de desarrollo científico que se inicia en nuestro país al retorno de la democracia en 1985, fue un esfuerzo de múltiples instituciones y actores. Conoció no pocas dificultades, pero se acompañó del optimismo que surge del compromiso con el país y con las nuevas generaciones. Se fortalecieron diversas instituciones y se instrumentaron nuevos programas, entre los que se destaca el PEDECIBA (Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas) que va a centrar su actividad en las formaciones de postgrado en Ciencias. En ese proceso se crea una nueva institución: la Facultad de Ciencias, concebida para centrar su actividad en la formación de jóvenes científicos profesionales, en fuerte asociación y articulación con las instituciones existentes. Se va constituyendo así una plataforma científica mínima en el país, que progresivamente asume desafíos de mayor envergadura en la frontera del conocimiento y al mismo tiempo busca establecer compromisos con todos los sectores del país: organismos públicos, Sistema Educativo en su conjunto, mundo empresarial y actores sociales. La crisis por la que atraviesa Uruguay en el presente, encuentra a su comunidad científica-tecnológica con capacidad de sumarse con energía a la construcción del futuro.

Durante este proceso, sigue un camino particular el área de las Ciencias de la Tierra. Su desarrollo requería igualmente el esfuerzo concertado de diversas instituciones y la confluencia de personas provenientes de diversos horizontes. Era necesario acrisolar experiencias diversas y tender puentes entre generaciones. En distintos servicios de la Universidad de la República se asume ese desafío. En la joven Facultad de Ciencias se irán ensayando distintas propuestas centradas en la formación de geólogos y en el estímulo a la investigación. Para una institución que nace con un muy fuerte sesgo académico, esta área planteaba tempranamente la complejidad –y también la ri-

queza– de la necesaria vinculación entre el mundo académico y el profesional, particularmente en la formación de las nuevas generaciones.

Ese primer período se caracterizó esencialmente por un gran esfuerzo en la formación de científicos de alto nivel y la constitución de núcleos operativos –evaluados con criterios de alta exigencia– en todas las disciplinas. Para ello fueron capitales muy numerosos apoyos, iniciativas y programas nacionales. También lo ha sido la constitución de los puentes intergeneracionales, desgarrados por la anterior interrupción de la continuidad de la vida académica e institucional. Al mismo tiempo, este proceso requería el entusiasmo y la participación activa de las nuevas generaciones, que osaban asumir su vocación con optimismo. Este aspecto fue particularmente destacable en el área de las Geociencias donde, por diversas razones, uno de los componentes centrales para su desarrollo ha sido la iniciativa de los propios actores que debían emprender su formación de alto nivel. Aquí debe destacarse el fuerte apoyo de instituciones y colegas de países de la región, que han abierto sus puertas a nuestros jóvenes y han acompañado numerosas instancias de la vida académica en el período. Esta situación, común a toda las áreas, tuvo particular significación en las Geociencias y pone en relieve una vez más la capacidad que surge de integrar esfuerzos y recursos regionales en ciencia. Los editores y los autores de este libro son claro testimonio del proceso descrito.

Nuestro país necesita consolidar la capacidad de formación y las actividades de investigación a alto nivel en Geociencias. De nuestra parte debemos crear las condiciones para facilitar el camino a las generaciones futuras y habilitarlas a que lleguen más lejos. El trabajo realizado y la capacidad creada constituyen una primera plataforma que permite emprender nuevas iniciativas con entusiasmo, a pesar de las dificultades a resolver. Se requiere, sin duda, un esfuerzo concertado de múltiples sectores para esa nueva etapa. Esperamos que el presente libro pueda ser un elemento que contribuya a establecer ese puente con el futuro.

Ricardo Ehrlich
Decano de la Facultad de Ciencias
(Diciembre 2002)

AUTORES

Se indica para cada autor: nombre, ciudad y año de nacimiento, títulos académicos, lugar de trabajo, áreas de desempeño profesional, y dirección electrónica. Las localidades e instituciones mencionadas son uruguayas, salvo indicación expresa.

Héctor de Santa Ana (Montevideo, 1955).
Licenciado en Geología, Universidad de la República, 1985.
Facultad de Ciencias - Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP).
Análisis de cuencas, exploración de hidrocarburos y geología de yacimientos.
hdesantaana@ancap.com.uy

César Goso Aguilar (Porto Alegre, Brasil, 1962).
Doctor en Geología, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Brasil, 2000.
Facultad de Ciencias.
Sedimentología, estratigrafía y geología ambiental.
goso@fcien.edu.uy

Sergio Martínez (San Carlos, 1958).
Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina, 1995.
Facultad de Ciencias.
Paleontología de invertebrados y bioestratigrafía.
smart@fcien.edu.uy

Jorge Montaño (Montevideo, 1951).
Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina, 2001.
Facultad de Ciencias.
Prospección y explotación de recursos hídricos subterráneos e hidrogeología ambiental.
montanox@movinet.com.uy

Rossana Muzio (Montevideo, 1962).
Doctora en Geología, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Brasil, 2000.
Facultad de Ciencias.
Petrología de rocas graníticas y magmatismo mesozoico.
rossana@fcien.edu.uy

Daniel Perea (Montevideo, 1959).
Doctor en Ciencias Biológicas, PEDECIBA–Universidad de la República, 1998.
Facultad de Ciencias.
Vertebrados fósiles y bioestratigrafía de depósitos continentales.
perea@fcien.edu.uy

Graciela Piñeiro (Montevideo, 1956).
Master en Ciencias Biológicas, PEDECIBA–Universidad de la República, 2002.
Facultad de Ciencias.
Paleofaunas del Paleozoico Superior – Triásico, bioestratigrafía y paleoambientes.
fossil@fcien.edu.uy

Eduardo Rossello (Mercedes, Argentina, 1954).
Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina, 1983.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.
Geología estructural, tectónica y geología de yacimientos.
rossello@tango.gl.fcen.uba.ar

Martín Ubilla (Melo, 1957).
Doctor en Ciencias Biológicas (Paleontología), PEDECIBA–Universidad de la República, 1996.
Facultad de Ciencias.
Paleontología de vertebrados, bioestratigrafía y paleoambientes.
ubilla@fcien.edu.uy

Nelson Ucha (Montevideo, 1938).
Ingeniero Industrial, Universidad de la República, 1972.
Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP).
Desarrollo tecnológico, exploración y explotación de hidrocarburos.
nucha@ancap.com.uy

Gerardo Veroslavsky (Montevideo, 1963).
Doctor en Geología, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Brasil, 1999.
Facultad de Ciencias.
Estratigrafía y análisis de cuencas.
gerardo@fcien.edu.uy

EL MESOZOICO

Martín Ubilla, Gerardo Veroslavsky y Sergio Martínez

EN 1841, EL GEÓLOGO INGLÉS JOHN PHILLIPS PROPUSO DIVIDIR el Fanerozoico (“vida visible”) en tres Eras: Paleozoico (“vida antigua”), Mesozoico (“vida media”) y Cenozoico (“vida reciente”).[1] Los límites entre cada una de las Eras quedaron establecidos por criterios paleontológicos, idea que había sido esbozada por primera vez por el inglés Robert Hooke a finales del siglo XVII.[2]

El Mesozoico está marcado por grandes transformaciones físicas y biológicas de la Tierra. La desagregación de Pangea, la dispersión de los continentes, el nacimiento de varios océanos, así como la rediversificación de la vida luego de la extinción Permo-Triásica, pautan y resumen la historia evolutiva de estos 185 millones de años.

El Mesozoico se subdivide en tres períodos: Triásico, Jurásico y Cretácico (Fig. 1). Todos estos nombres están originalmente asociados a secciones estratigráficas europeas, donde además la mayoría de los depósitos mesozoicos están ligados al Mar de Tethys;[3] éste invadió importantes áreas continentales durante el proceso de separación entre Laurasia y Gondwana.

1. Lo propuso en una memoria sobre fósiles paleozoicos de Devon, Cornwall y West Somerset. Phillips (1800-1874) era nieto del “fundador de la estratigrafía” William Smith (1769-1839).
2. Hooke (1635-1703) fue, entre otras cosas, el primero en considerar los movimientos planetarios como problema mecánico; construyó un telescopio y descubrió la gran mancha roja en Júpiter; creó un sistema practicable de telegrafía; inventó el dispositivo en espiral para los relojes; construyó la primera máquina aritmética; anticipó la gravitación universal que formularía su contemporáneo Isaac Newton (y Hooke lo acusó de plagio); construyó un microscopio con el que estudió tejidos vegetales e inventó entonces el concepto de “célula”.
3. En la mitología helénica Tēthus (en latín Tethys) es una de las seis Titánidas hermanas y esposas de los seis Titanes (uno de éstos es Ōkeanós, representado por el agua que rodea la Tierra); los doce son hijos de Gaia (la tierra) y Ourános (el cielo). Tēthus y Ōkeanós procrearon unos 25 hijos (que dan nombre a otros tantos ríos helénicos) y 3000 hijas (las Oceánidas, diosas y ninfas de las nubes).

EÓN	ERA	SISTEMA / PERÍODO	SERIE / ÉPOCA	PISO / EDAD	TIEMPO en Ma
FANEROZOICO	CENOZOICO	PALEOGENO	PALEOCENO	Thanetiense	
				Selandiense	
				Daniense	65
	MESOZOICO	*CRETÁCICO*	SUPERIOR / TARDÍO	*Maastrichtiense*	
				Campaniense	
				Santoniense	
				Coniaciense	
				Turoniense	
				Cenomaniense	96
			INFERIOR / TEMPRANO	*Albiense*	
				Aptiense	
				Barremiense	
				Hauteriviasense	
				Valanginiense	
				Berriasiense	135
		JURÁSICO	SUPERIOR / TARDÍO	Tithónico	
				Kimmeridgiense	
				Oxfordiense	154
			MEDIO / MESO	Calloviense	
				Bathoniense	
				Bajociense	
				Aaleniense	175
			INFERIOR / TEMPRANO	Toarciense	
				Pliensbachense	
				Sinemuriense	
				Hettangiense	203
		TRIÁSICO	SUPERIOR / TARDÍO	Retiense	
				Noriense	
				Carniense	230
			MEDIO / MESO	Ladiniense	
				Anisiense	240
			INFERIOR / TEMPRANO	Olenekiense	
				Induanense	250
	PALEOZOICO	PÉRMICO	SUPERIOR/ TARDÍO	Tatariense	
				Wuchiapigiense	
				Capitaniense	
				Wordiense	

Figura 1 – *Carta estratigráfica internacional del Mesozoico.*
Los pisos/edades representan unidades de carácter formal, semiformal o informal, según el tipo de letra utilizado: **negrita** *= formal;* normal *= semiformal; itálica = informal.* **Ma**: *millones de años. Fuente:* International stratigraphic chart, *International Union of Geological Sciences, 2000.*

El Triásico, con una duración aproximada de 47 millones de años, refiere a la natural división tripartita de una sucesión litológica definida en la región centro-norte de Alemania: Bunter (o Buntsandstein), Muschelkalk y Keuper. Un integrante de la industria salina alemana, Friedrich August von Alberti (1795-1878), sugirió el nombre *Trias* (del latín = tres) en 1834.

El Jurásico, con una extensión temporal de casi 68 millones de años, debe su nombre a las potentes sucesiones sedimentarias y fosilíferas que afloran en la región franco-suiza de los Montes Jura. El naturalista prusiano Alexander von Humboldt (1769-1859) propuso el nombre en 1795.

El Cretácico es el período más largo de todo el Fanerozoico, con una duración de 70 millones de años. Su nombre deriva de la creta, roca porosa de grano fino esencialmente compuesta por esqueletos calcáreos de microorganismos, la que se expone, por ejemplo, a lo largo de la costa acantilada de Dover, Inglaterra. El geólogo belga Jean-Baptiste-Julien d'Omalius d'Halloy (1783-1875) encontró un "*terrain crétacé*" en la cuenca parisina, y acuñó el nombre en 1822.

PRINCIPALES RASGOS EVOLUTIVOS DEL MESOZOICO

a) Evolución tectónica

El proceso de aglutinación continental que marcó el final del Paleozoico e inicio del Triásico, conformó a nivel global una paleogeografía novedosa para el Fanerozoico: la formación de una sola masa continental, Pangea, rodeada por un único océano, Panthalassa.[4] Para reconocer alguna situación similar en cuanto a la distribución de las masas continentales habría que retroceder a los tiempos precámbricos. Por otra parte, a fines del Cretácico la dispersión de los continentes era tal que permitía reconocer los principales rasgos geográficos que se observan actualmente (Fig. 2 en pág. siguiente).

La destrucción y dispersión de Pangea se procesó básicamente en dos etapas. Durante la primera, entre 180 y 140 millones de años atrás, Laurasia se separó de Gondwana.[5] La segunda etapa ocurrió hace unos 140 millones

4. Nombres de etimología helénica: *pán* = total; *gaia* = tierra; *thálassa* = mar.
5. La idea de que los continentes actuales provienen de una única masa continental, fue formulada en 1912 por el meteorólogo, astrónomo y explorador alemán Alfred L. Wegener (1880-1930), quien llamó *Pangaea* (en latín) a ese supercontinente. La idea tuvo pocos seguidores y muchos discrepantes. Entre los primeros (casi todos del Hemisferio Sur) estuvieron el argentino Juan Keidel (1886-1954) y el sudafricano Alexander L. du Toit (1878-1949). Keidel estableció en 1916 los vínculos

de años: comenzó la fragmentación de Gondwana, mientras Laurasia se separaba en Norte-América y Eurasia. En ese proceso, el Gondwana Occidental permaneció unido hasta la apertura del Océano Atlántico Sur, es decir, cuando durante el Cretácico se produjo la separación entre Sud-América y África.

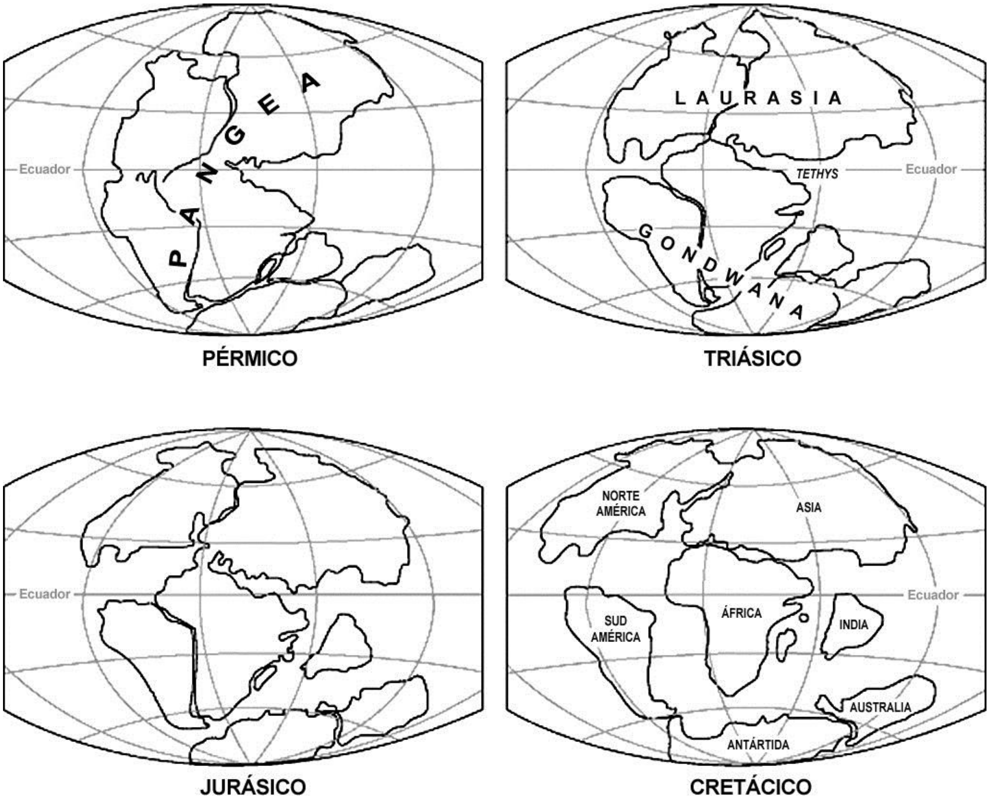


Figura 2 – *Evolución de las masas continentales durante el Mesozoico.*
Modificado de: US Geological Survey http://pubs.usgs.gov/publications/graphics/ *(1996)*

entre los sistemas de Ventania (provincia de Buenos Aires) y El Cabo (Sud-África). Du Toit proporcionó con *A geological comparison of South America with South Africa* (1927) un importante acúmulo de argumentos geológicos, estructurales y paleontológicos [En 1923 Du Toit realizó observaciones geológicas en Sud-América; en Uruguay contó con el apoyo de, entre otros, Eduardo Terra Arocena y Karl Walther]. En 1937 Du Toit sostuvo que todo empezó no en uno sino en dos supercontinentes separados por el mar de Tethys: Laurasia (al norte) y Gondwana (al sur). El nombre *Gondwana* había sido usado mucho antes por el geólogo anglo-austríaco Eduard Suess (1831-1914), quien a partir de la presencia de *Glossopteris* (fósil vegetal del Carbonífero) en India, Australia, Sud-África y Sud-América –y en ningún otro lugar del Hemisferio Norte– sugirió la posibilidad de que aquellas regiones hubiesen estado conectadas en una amplia masa continental, luego fragmentada por hundimientos, a la que dio el nombre de un distrito del centro de India. El nombre *Laurasia* contrae los de Laurentia (el escudo cratónico precámbrico del centro-este canadiense) y Eurasia.

En base a evidencias geológicas y biogeográficas se ha propuesto un esquema de evolución de corredores marinos, relacionados con la desagregación de Pangea; estos corredores posibilitaron intercambios y expansiones de distribución de organismos marinos, a la vez que generaron importantes barreras físicas para los terrestres. Se postula que desde aproximadamente el Jurásico Temprano hubo una conexión entre el Mar Ártico y el Tethys, mediante el desarrollo de un mar epicontinental entre Groenlandia y Noruega denominado corredor Vikingo. Al mismo tiempo el corredor Hispánico, que también se habría iniciado como un mar epicontinental, conectaba al Tethys con el Pacífico en el área centroamericana. Finalmente, hacia el Jurásico Tardío se habría desarrollado el corredor este-africano/sur-andino, conectando el Tethys con el Pacífico a través del área que involucra a Mozambique (Fig. 3).

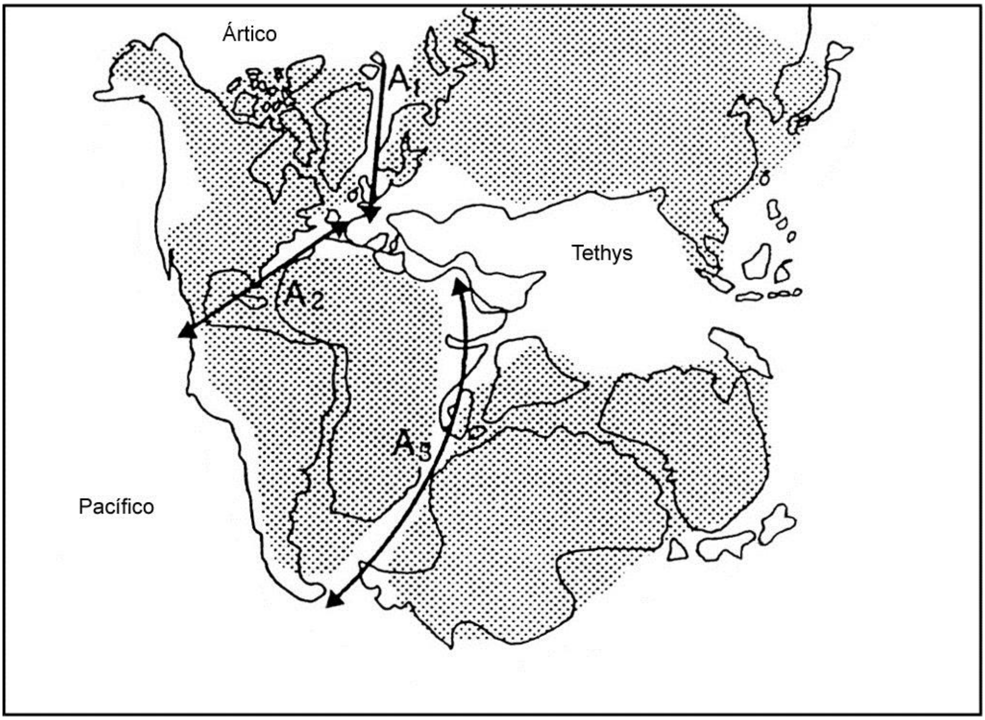


Figura 3 – *Esquema de corredores marinos durante el Mesozoico.*
A_1*: Vikingo;* A_2*: Hispánico;* A_3*: este-africano / sur-andino. Zona punteada = tierra emergida. Modificado de Hallam (1994).*

Regionalmente, la apertura del Atlántico Sur constituye un mega-evento policíclico, de larga duración, predominantemente dominado por una tectónica extensiva que afectó y reactivó principalmente las antiguas discon-

tinuidades del basamento cratónico precámbrico. Esta reactivación es producto de importantes perturbaciones térmicas a las que se asociaron eventos tectomagmáticos y sedimentarios. El Atlántico Sur comenzó a abrirse hace unos 125-130 millones de años a partir de sus extremos meridional y septentrional, operando en ambos un proceso de cremallera, de norte a sur para la región septentrional y a la inversa para la región meridional, siendo la región del noreste brasileño la última en separarse de África.

La geodinámica mesozoica se resume básicamente, como fuera señalado, en los procesos que llevaron a la destrucción y posterior dispersión de Pangea. El mecanismo de destrucción del supercontinente en al menos doce grandes placas tectónicas, puede ser explicado a través de un modelo que refiere a la baja conductividad térmica de las rocas que constituyeron el supercontinente cuando se las compara con las rocas de los fondos oceánicos.[6]

Uno de los fenómenos tectomagmáticos asociados a la desagregación continental mesozoica es la salida de enormes volúmenes de lavas basálticas sobre extensas áreas cratónicas. Son de destacar:

- los basaltos de avenida (o de *plateau*) que definen los *traps* siberianos en el límite Permo-Triásico;[7]
- la salida de basaltos de avenida asociados a la separación entre África y Antártida hace unos 170 millones de años;
- los basaltos de Serra Geral/Etendeka, que en el Cretácico Inferior cubrieron más de un millón de kilómetros cuadrados abarcando los actuales territorios brasileño, argentino, uruguayo, paraguayo y sudafricano;[8]

---

6. Wegener no tuvo explicación suficiente para las fuerzas que podrían impulsar la deriva continental. Uno de sus seguidores, el geólogo australiano Samuel Warren Carey (1911-2002) sostuvo que la deriva surgía de fenómenos asociados a la expansión de la Tierra, ya que las actuales masas sólo pudieron estar unidas en un planeta de diámetro más pequeño que el actual; Carey defendió toda su vida esta idea, aunque desde la década de 1960 el mundo científico se orientó más bien a la teoría de la tectónica de placas como explicación de la deriva continental. El término "placa" como componente de la capa exterior de la litosfera, fue acuñado por el geofísico canadiense John Tuzo Wilson (1908-1993).
7. El término *trap* debe su origen a la morfología escalonada que genera la erosión sobre los paisajes de extensos campos de lavas. El geólogo escocés Charles Lyell (1797-1875) precisó: "*Muchas de las rocas ígneas investigadas primero en Alemania, Francia y Escocia, estuvieron asociadas con estratos marinos, y a veces se hallaban en masas tabulares o plataformas a distintas alturas, como para formar a los lados de algunas colinas una sucesión de terrazas o escalones, por lo cual fueron llamados `trap´ por Bergman (de* trappa*, escalera en sueco), nombre adoptado luego por la nomenclatura de la ciencia*" (en *Principles of Geology*, vol. III, 1833; pág. 360). Se alude aquí al químico y minerólogo sueco Torbern Olaf Bergman (1735-1784), autor de una importante e influyente obra geológica: *Physisk beskrifning ofvert jordklotet* (Descripción física de la Tierra, 1766).
8. Algunos geólogos se refieren a una "provincia basáltica Paraná-Etendeka", en la que enormes extensiones de lava visibles en una vasta zona del centro-este de Sud-América, se "continúan" en partes de la costa oceánica de Namibia en África (*vide* Capítulo IV).

- y por último, los *traps* de Deccan (centro-sur de la India) hacia el límite Cretácico-Terciario (K-T), que testimonian también la expulsión de importantes volúmenes de lavas durante un período de tiempo relativamente breve.

b) Evolución climática

En general, el Mesozoico se caracteriza como un intervalo de tiempo con clima cálido y en parte árido, extendido hacia los polos y relativamente constante en el año. Algunos especialistas admiten que ello se aplica esencialmente al intervalo comprendido entre el Triásico Medio y la mitad del Cretácico, considerando que la temperatura promedio ha sido mayor a la actual en unos 10ºC por lo menos. El inicio del Triásico y el final del Cretácico incluirían episodios que indican respectivamente la finalización del ciclo glacial del Paleozoico superior y el inicio del deterioro climático que conducirá a las glaciaciones del Cenozoico.

Es posible apuntar algunos matices a esta generalización. Por un lado, no resulta tan evidente que en el Triásico y el Jurásico Temprano haya habido un proceso global de calentamiento con un clima notoriamente más cálido que el presente. Por otro lado, se discute la posibilidad de estacionalidad para el Cretácico con depósitos indicadores de la existencia de *icebergs*.

Se tiende a aceptar que mientras existió Pangea durante el Mesozoico, se desarrolló un patrón climático de marcadas características continentales, definiendo condiciones áridas. A nivel global el mayor desarrollo de *red-beds*,[9] y particularmente de evaporitas, se verificó en el Triásico Medio, infiriéndose para este momento el *climax* de aridez del Mesozoico (Fig. 4 en pág. siguiente).

Se sostiene que ello habría incidido inclusive en una mayor salinidad de las aguas marinas. Sin embargo, condiciones de calidez globales se ven en parte contestadas por el hecho de que en el Triásico y Jurásico, las lateritas y los corales constructores de arrecifes tuvieron una distribución no mucho más extendida hacia los polos que ahora. Los reptiles tuvieron una mayor distribución, la cual no necesariamente se explica por climas cálidos homogéneos: no pocos reclaman para algunas formas capacidad termorreguladora (algunos dinosaurios) o causas estacionales.

9. *Red beds* (capas rojas): término genérico que se utiliza para una sucesión de rocas sedimentarias de origen continental, constituidas esencialmente por areniscas rojas, y cuya tonalidad se debe a que los clastos están, en su mayoría, recubiertos por una pátina de óxido de hierro.

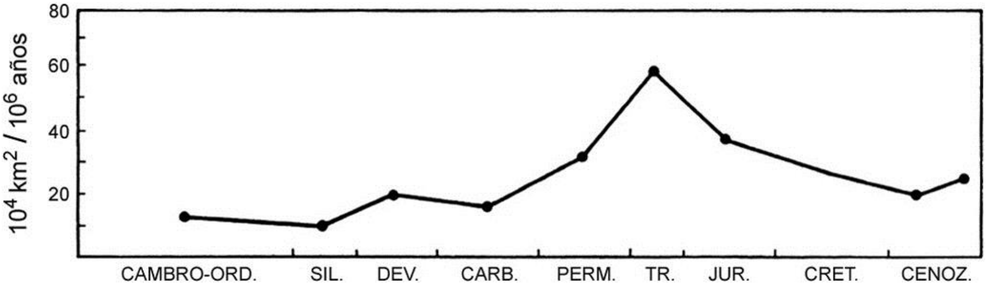


Figura 4 – *Evaporitas del Fanerozoico y su* climax *en el Triásico Medio.*
Modificado de Crowler & North (1991).

Los análisis de isótopos de oxígeno de aguas superficiales a latitudes de 75º S muestran temperaturas 7ºC mayores a las actuales, pero se han indicado algunos problemas preservacionales para estos datos y, al parecer, las condiciones de calidez no fueron tan elevadas.

Durante el Cretácico, y particularmente en el Cretácico Inferior, el clima habría sufrido un proceso de calentamiento en latitudes medias y altas, exhibiendo promedios de temperatura más elevados que los actuales y con expresión global. Se invocan varias razones para sostener esto; entre ellas, que los arrecifes coralinos se extendieron entre 5º a 15º hacia los polos respecto de su actual área, acompañado de datos de distribución de foraminíferos gigantes, rudistas, cefalópodos y dinosaurios árticos. Concomitantemente, se verifica el desarrollo de depósitos de carbón, lateritas y bauxitas en altas latitudes (Fig. 5 en pág. siguiente). Se debe tener en cuenta a su vez que el nivel del mar alcanzó unos 200 metros por encima del actual y que las aguas cálidas del Tethys inundaron varias zonas como el Oeste de Europa y el Norte de África.

La continuidad de este régimen se ha puesto en duda dado que al menos habrían existido estaciones frías, si se aceptan algunos depósitos como tillitas y otros como producto de la existencia de *ice-raft* (Fig. 6 en pág. 22). Esto a su vez podría refrendarse en base a algunas biotas terrestres del sur de Australia, el desarrollo de flora decidua en Alaska y a que los dinosaurios polares habrían desarrollado actividades migratorias.

El Cretácico Tardío, si bien mantiene condiciones de calidez, habría sufrido procesos de enfriamiento que serían preámbulo del deterioro que podrá apreciarse luego en el Cenozoico.

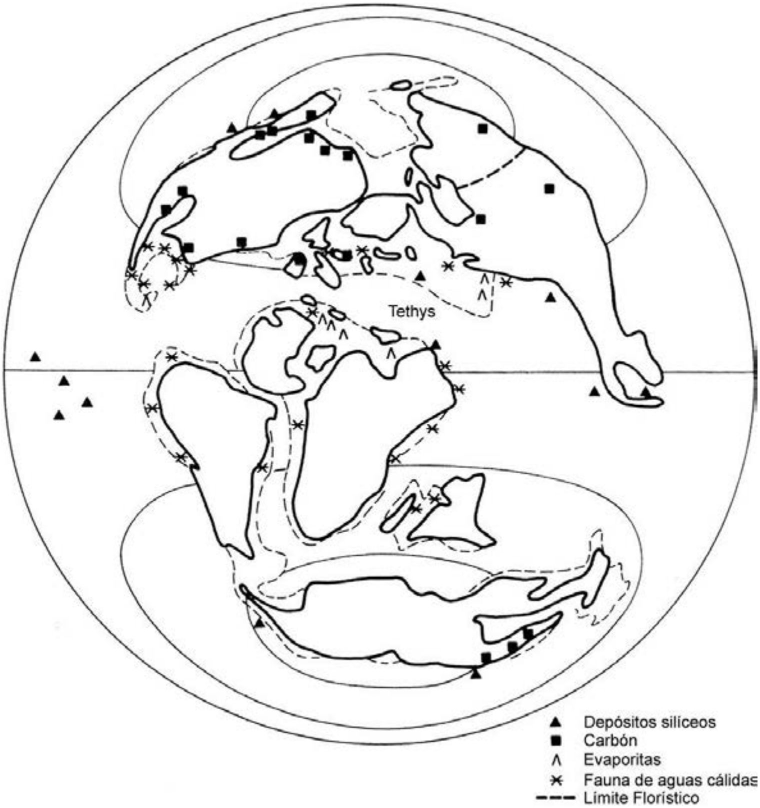


Figura 5 – *Evidencias de indicadores de climas cálidos en el Eocretácico.*
Modificado de Crowler & North (1991)

El calentamiento global (esto es temperaturas más altas que las actuales, extendidas hasta las regiones polares inclusive en invierno) es un patrón climático que ha recibido y recibe muchas interpretaciones, no sólo en cuanto a su factibilidad sino a los procesos que eventualmente actuaron para generarlo.

Algunos factores causales podrían relacionarse con: *a*) geometría y posición de los continentes, *b*) nivel del mar y régimen de transporte de agua a los polos, y *c*) incremento de CO_2 atmosférico. Los dos primeros factores no serían suficientes por sí mismos, o directamente no explican la generación de este patrón climático. En cambio, existe cierta tendencia a aceptar el tercero como un factor plausible, el cual estaría generado por una elevada actividad tectónica, fundamentalmente vulcanismo, lo que a su vez es coherente con el hecho de que en esta parte del Mesozoico se generó la mayor cantidad de kimberlitas y carbonatitas.

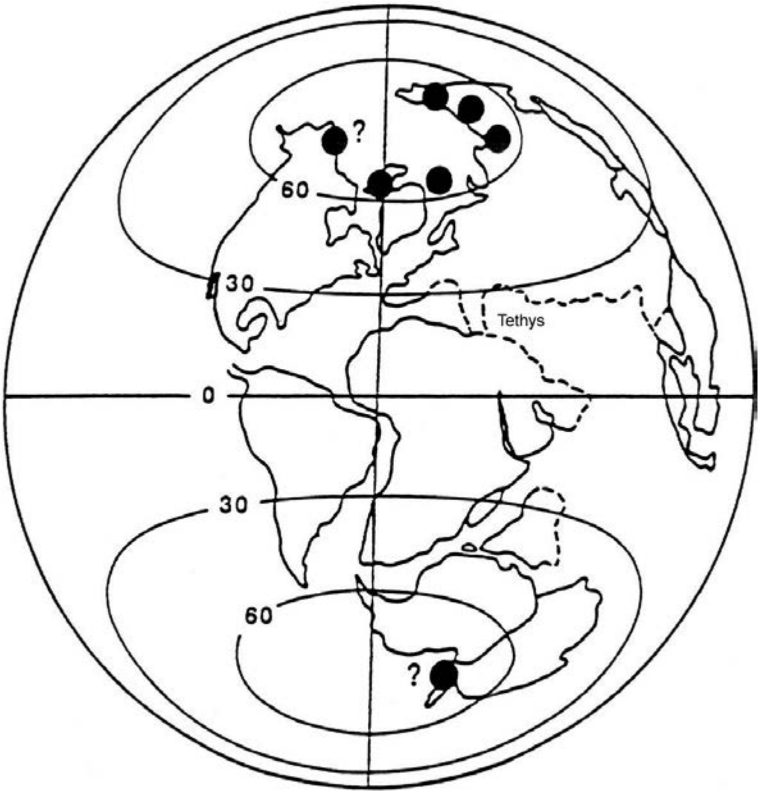


Figura 6 – *Depósitos que indican acción de hielos.*
Modificado de Crowler & North (1991).

c) Evolución biológica

El importante dinamismo de la corteza terrestre, traducido en cambios globales de la configuración de los continentes y en la evolución de cuerpos oceánicos, tuvo efecto tanto en los patrones de diversidad faunística y florística como en su distribución geográfica.

El límite Pérmico-Triásico involucra una extinción masiva que se estima eliminó a más del 50% de las familias y del 95% de las especies marinas con esqueleto. Esta extinción finipérmica afectó la vida tanto en las áreas terrestres como en los mares; existe consenso en caracterizarla como la extinción más importante en toda la historia de la Tierra. Sin embargo, se ha señalado por parte de algunos autores que en este caso primó una reducida tasa de generación de formas nuevas más que una elevada tasa de extinción.

Las teorías que intentan explicar este evento recurren a diversas causas y la sumatoria de los sucesivos cambios físicos que operaron durante el fin del Paleozoico podrían explicarlo. En particular, se hace énfasis en las numerosas colisiones y fusiones de las masas continentales durante el proceso de agregación de Pangea, el importante descenso del nivel del mar con sus implicancias paleogeográficas y paleoecológicas, y las grandes transformaciones climáticas.

La existencia de una única gran masa continental al inicio del Mesozoico habría permitido la migración e interacción de la mayor parte de la biota terrestre. En ese contexto, las únicas barreras geográficas que actuaban con relativa eficiencia eran los grandes desiertos o las cadenas montañosas. De acuerdo con el registro fósil Eotriásico, esto determinó una relativa uniformidad de la flora y fauna en extensas regiones. Bajo estas condiciones paleogeográficas, al inicio del Triásico las principales diferenciaciones eran latitudinales. Las columnas triásicas reflejan esa relativa uniformidad con un predominio de la sedimentación continental sobre los registros marinos.

En este período se produjo un proceso de recuperación de la diversidad biológica luego de la extinción Pérmica. Pero éste no fue un proceso lineal ni acumulativo, sino que sufrió algunas contramarchas e intentos fallidos como lo registran las extinciones intratriásicas; una de éstas parece haberse dado en realidad –al menos en lo concerniente al ámbito marino– en tres episodios de extinción.

En esa primera fase del Mesozoico, la vegetación tuvo algunas modificaciones respecto del patrón biogeográfico delineado en el Pérmico, con el desarrollo de los reinos Laurásico y Gondwánico, este último caracterizado durante el Triásico por la flora de *Dicroidium*. La fauna de tetrápodos por su parte sufrió un importante recambio hacia finales del Triásico dando lugar a formas nuevas. Ello particularmente se expresa en la sustitución de las faunas de reptiles mamaliformes, rincosaurios y otros, por parte de los dinosaurios, quienes habrían ocupado oportunísticamente nichos vacíos producto de la desaparición de aquellas formas involucradas en las extinciones señaladas más arriba. Sin embargo, y como ejemplo, en el Triásico de Argentina (Ischigualasto) convivieron abundantes saurisquios y pocos ornitsquios con muy abundantes terápsidos y rincosaurios.

El Triásico fue un período muy prolífico en el surgimiento de nuevos y derivados grupos de tetrápodos: cocodrilos, pterosuarios, saurisquios, orni-

tisquios y mamíferos, y en particular, éste último grupo habrá de jugar un rol secundario y colateral en las comunidades terrestres mesozoicas.[10]

El Jurásico fue el escenario donde las comunidades terrestres tuvieron como principal protagonista a diversos grupos de arcosaurios, entre los que se han destacado los dinosaurios que tuvieron una amplia distribución. Existe una tendencia generalizada entre los paleontólogos a aceptar que los dinosaurios celurosaurios dieron origen a las aves. Los hallazgos de dinosaurios en Asia conservando las impresiones de plumas tienden a corroborar esta hipótesis.

A medida que el gradual proceso de destrucción continental permitió el ingreso de importantes brazos de mar, fue surgiendo una nueva barrera geográfica casi infranqueable para las formas terrestres: los nuevos océanos. En este contexto distensivo, debe valorarse la separación entre Gondwana y Laurasia (proceso iniciado aproximadamente hacia finales de Jurásico Inferior), situación que significó una barrera biogeográfica que condicionó la evolución separada de las biotas terrestres de cada supercontinente durante muchos millones de años (70 – 90), dando lugar a comunidades de vertebrados distintas en cada uno de esos supercontinentes. A su vez la tectónica extensional, con la generación de dorsales meso-oceánicas, fue responsable de la paulatina tendencia de elevación del nivel del mar que se procesó durante el Mesozoico y que llegó a un máximo transgresivo durante el Cretácico Superior. Es ese el motivo principal de la formación de extensas plataformas continentales que a su vez registran la acumulación de niveles marinos siliciclásticos, carbonáticos y mixtos. Buena parte de esas rocas presentan un excelente potencial para la generación de hidrocarburos.

El Cretácico fue escenario del origen de gran parte de las familias de animales y plantas modernas; también se determinaron entonces los patrones distribucionales básicos que se mantendrán –en términos generales– durante el Cenozoico. Hubo procesos de intercambios faunísticos mediante contactos entre Norte-América y Asia a través de Beringia,[11] así como entre Norte-América y Sud-América, lo cual está avalado por fauna de vertebrados terrestres comunes entre esas áreas.

---

10. Los mamíferos habrían aparecido hace algo más de 200 millones de años. Su diversificación parece haber sido lenta hasta que se aceleró notablemente al finalizar el Mesozoico e inicios del Terciario.
11. Beringia es la amplia zona septentrional entre Asia y Norte-América que en épocas antiguas, con bajo nivel del mar, permitió el tránsito entre ambos continentes. Con ese nivel ya más alto, el agua cubre la franja que hoy se llama estrecho de Bering. El nombre viene de Vitus Jonassen Bering (1681-1741), danés al servicio de la marina rusa desde 1705; Bering encontró en 1728 el estrecho y exploró –por cuenta de Rusia– la zona americana vecina.

Dos procesos evolutivos de gran significación ulterior se produjeron en el Cretácico. Por un lado, se encuentran los primeros registros indiscutidos de angiospermas (aunque hay evidencias controvertidas sobre posibles registros jurásicos). Este grupo habría tenido como área de origen y dispersión el sudeste de Asia. Tempranamente desarrollaron provincias florísticas y su diversificación cretácica se ha relacionado con procesos de coevolución con insectos. La aceptación de esta hipótesis se ve dificultada por datos empíricos que muestran que los insectos se diversificaron esencialmente en el Triásico y Jurásico, decayendo su diversidad durante el Cretácico, precisamente cuando las angiospermas la incrementaron.

Por otro lado, se originaron los mamíferos marsupiales (comadrejas, canguros y otros) y los placentarios (insectívoros, primates, roedores, por ejemplo), estos últimos registrados a partir del Cretácico Inferior. Si bien su diversificación será elocuente durante el Terciario, el incremento en los últimos años del registro de mamíferos cretácicos muestra que su diversidad no ha sido tan baja como se creyó hasta ahora.

En el ámbito de las plataformas continentales, la composición de las comunidades de animales bentónicos del Mesozoico tuvo notorias diferencias con aquellas que predominaron en el Paleozoico. De una manera esquemática, puede decirse que los fondos marinos plataformales del Paleozoico estuvieron caracterizados por asociaciones faunísticas integradas predominantemente por epifauna suspensívora fija, con una marcada estratificación, siendo representativos los braquiópodos, briozoarios y crinoideos, entre otros. En tanto, las comunidades marinas mesozoicas evolucionaron hacia asociaciones de animales infaunales filtradores y detritívoros con menor incidencia de suspensívoros elevados, siendo elocuente el rol predominante de una panoplia de bivalvos y gasterópodos.

La evolución de muchos grupos de invertebrados se relaciona con la revolución marina mesozoica, la que podría llamarse la "carrera armamentista" del Mesozoico. Fundamentalmente, a partir del Jurásico surge un gremio ecológico novedoso: los durófagos. Se llama así a aquellos organismos que son capaces de abrir, romper, perforar o acceder de alguna manera al alimento proporcionado por organismos defendidos por una conchilla. Durófagos son por ejemplo muchos cangrejos, estrellas de mar, caracoles, rayas y chuchos, e incluso aves. La reacción evolutiva de las presas (fundamentalmente moluscos) fue variada, recurriendo tanto a engrosamientos de la conchilla, desarrollo de espinas, etc., como a cambios comportamentales como por ejemplo una mayor profundidad de excavación. Supuestamente, esto habría

forzado a su vez una mejora en la capacidad de ataque de los predadores, lo que llevó a nuevas mejoras en los mecanismos defensivos.

Aproximadamente en el mismo período de tiempo, también se registra en depósitos transicionales y marinos, un aumento en la intensidad y profundidad de la bioturbación, aunque no se sabe si existe algún tipo de relación causal con lo anterior.

d) Digresión. La extinción en el límite K-T: ¿apocalipsis o mitomanía paleontológica?

El Mesozoico culminó hace unos 65 millones de años con una nueva extinción en masa. Las causas de la misma son controvertidas y forman parte del debate actual de paleontólogos, biólogos, geólogos, astrónomos y geofísicos. En 1978, Walter Alvarez y sus colaboradores descubrieron la presencia de valores anómalos en el contenido de iridio en rocas sedimentarias que correspondían al límite Cretácico-Terciario, muy cerca de la localidad italiana de Gubbio, en la provincia de Perugia. Ello permitió a dichos investigadores retomar la propuesta que había sido formulada con anterioridad sobre un origen extraterrestre y catastrófico para explicar la mencionada extinción masiva: la caída de meteoritos. Tal hipótesis es planteada a menudo con una terminología más cercana a estudios televisivos que al quehacer científico: asteroides asesinos, catástrofes celestes o exterminio masivo.

La idea del impacto como expresión causal es el paradigma dominante y ha tenido un efecto gatillo en la generación de una enorme producción científica, pero no es menos cierto que muchos de los fenómenos geológicos que transcurrieron hacia finales de Cretácico pueden haber incidido en la generación de extinciones.

Las erupciones basálticas que constituyen los traps de Deccan y el vulcanismo simultáneo a lo largo de los márgenes occidentales de la India y de las islas Seychelles, así como en la meseta de las Mascareñas (Madagascar), sucedieron hace unos 65 millones de años por lo que guardan una fuerte coincidencia en el tiempo con la extinción de casi la mitad de todas las especies.

El origen de esta extinción es aún parte del debate científico. Inclusive en caso de que un enorme asteroide haya colisionado con la Tierra, no debe descartarse una explicación que apele a una manifestación múltiple de causas –como los inmensos fenómenos volcánicos mencionados, así como

procesos regresivos marinos globales– que deben haber contribuido a la degradación del entorno y a la acentuación de las repercusiones del impacto.

De acuerdo con algunos especialistas, hay elementos que llevan a contestar la hipótesis de la incidencia del impacto como factor único y puntual promovedor de procesos, denotando más bien un patrón gradual de extinción y no catastrófico. Entre ellos se destaca la inexistencia de un registro a nivel global de extinción de dinosaurios en el límite K-T, disponiéndose en realidad solamente de evidencias controladas estratigráficamente en el oeste de Norte-América. Por otro lado, los taxones de dinosaurios no permanecieron constantes en número hasta el límite K-T, sino que su diversidad manifiesta una declinación hacia el mismo. Además, los datos cuantitativos disponibles en relación a lo ocurrido con el número de especies y de individuos al nivel del límite no poseen robustez estadística. A su vez, al menos en el caso de los vertebrados, la extinción no es uniforme entre los principales grupos sino que se acentúa diferencialmente, en particular en marsupiales, tiburones, lagartos y dinosaurios.

Aparentemente, la mayoría de los animales marinos afectados desaparecieron en un lapso extendido entre 2,5 a 2,7 millones de años. Los ammonites, moluscos cefalópodos, sufrieron una declinación inicial del 11 % previa a su total desaparición. Los foraminíferos planctónicos de sedimentos plataformales no exhiben decrecimiento abrupto, como lo predice la hipótesis catastrofista, sino que varias formas se extinguieron antes del límite.

Un dato ampliamente difundido es que esta extinción provocó la desaparición de los dinosaurios. Sin embargo, como se señalara antes, existe la opinión de que las aves se originaron a partir de dinosaurios, algunos de los cuales poseían caracteres inicialmente considerados exclusivos de aves como lo son las plumas. Esto ha llevado a pensar que las aves no constituyen un grupo discreto, sino que son la continuidad evolutiva de un linaje dinosauriano. Ello implica simplemente que parte de los dinosaurios sorteó con éxito la extinción y continuó viviendo en el nivel de organización reconocido actualmente como Aves.

EL TERRITORIO URUGUAYO DURANTE EL MESOZOICO

El Mesozoico en Uruguay transcurrió bajo un marco geotectónico regional complejo y cambiante. Fue controlado en sus líneas fundamentales por una sucesión de eventos tales como: la formación de un extenso orógeno

en el margen sudoccidental del Gondwana, la reactivación y reestructuración del basamento como resultado de la fragmentación continental, y por último, con el inicio de la deriva de la Placa Sudamericana hacia el oeste, la instalación de un campo de esfuerzo compresivo asociado también con la reinstalación de un borde activo protoandino.

En ese marco geotectónico, la evolución mesozoica del territorio uruguayo puede ser analizada u ordenada a lo largo de tres grandes momentos que refieren a la actuación de diferentes procesos tectónicos, magmáticos y sedimentarios. La Fig. 7 muestra los principales rasgos mesozoicos de Uruguay.

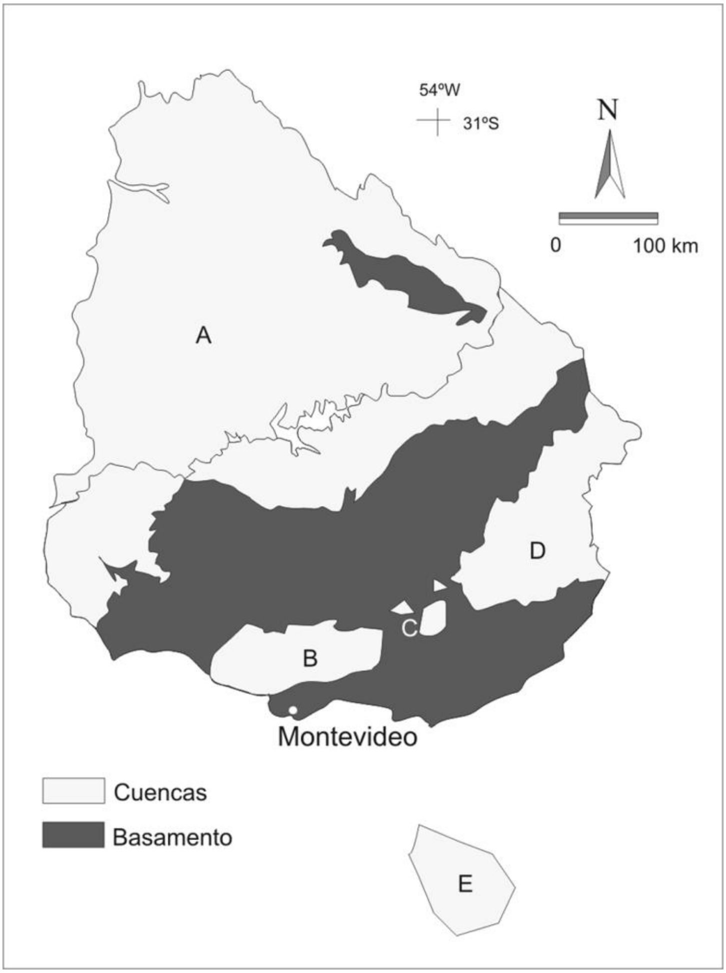


Figura 7 – *Principales rasgos geológicos del Mesozoico de Uruguay.*
A = *Cuenca Norte;* B = *Cuenca Santa Lucía;* C = *remanentes volcánicos y sedimentarios mesozoicos;* D = *Cuenca Merín; y* E = *Cuenca Punta del Este.*

El primer momento refleja el proceso de continentalización progresiva de las áreas de acumulación marinas finipérmicas representada en los depósitos de la Formación Buena Vista, de edad Permo-Eotriásico? (*vide* Capítulo II). La continentalización dio paso paulatinamente a un fuerte proceso erosivo que afectó todo el territorio durante el Triásico y buena parte del Jurásico. El mismo es responsable de la construcción de la discordancia que separa la secuencia Permo-Eotriásica de la tectosecuencia vulcanosedimentaria Jurásica-Eocretácica en la Cuenca Norte.

Desde el punto de vista tectónico, este levantamiento generalizado de las áreas cratónicas tiene como principal causa la deformación que operó en el flanco sudoccidental de Gondwana Occidental (Fig. 8). Las sucesiones sedimentarias paleozoicas y eotriásicas plegadas que conforman las Sierras Australes en el Sur de la provincia de Buenos Aires han revelado las pruebas de superficie de esa orogenia, así como también las evidencias suficientes como para caracterizarla como una gran faja transcurrente combinada con cabalgamientos hacia el Noreste.

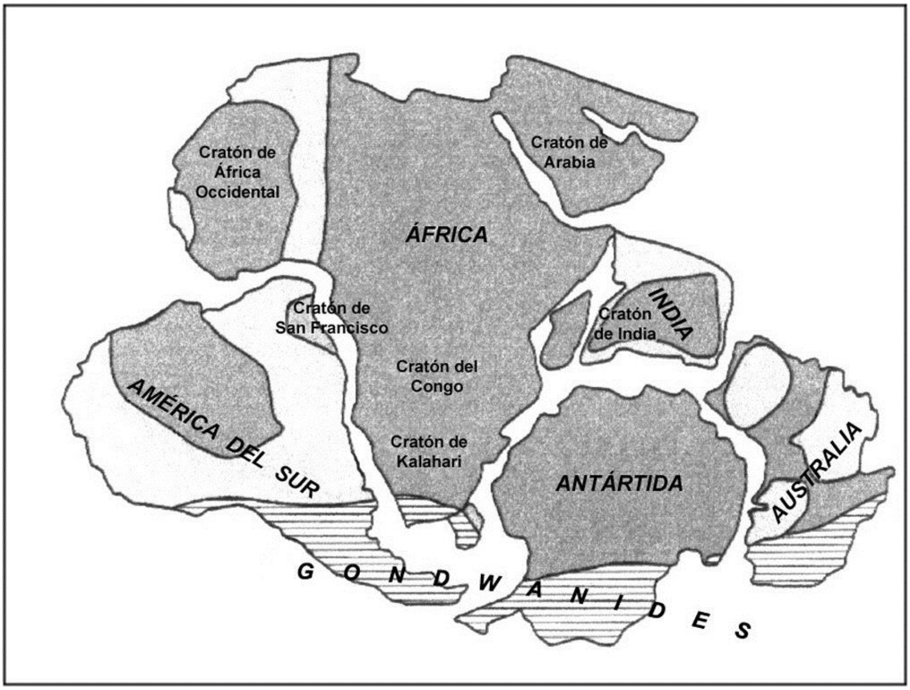


Figura 8 – *Reconstrucción del Gondwana al final del Paleozoico.*
Los Gondwanides constituyen el sistema orogénico generado desde el Paleozoico Tardío hasta el Triásico Temprano; el sistema plegado de Ventania – del Cabo está contenido en esta faja. Tomado de Urien & Zambrano (1996).

El segundo momento evolutivo transcurrió desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano, donde el ritmo de convergencia entre la placa Pacífico y el borde occidental del Gondwana fue muy lento favoreciendo el desarrollo de un campo de esfuerzo extensivo regional. Es en ese marco que se produjo la gran reactivación Juro-Eocretácica del basamento cratónico con importantes fenómenos tectónicos, magmáticos y sedimentarios asociados.

La inmensa mayoría de los registros mesozoicos preservados en el territorio uruguayo corresponden a estos momentos. Por ejemplo, las cuencas Santa Lucía, Merín y Punta del Este (Capítulos VI, VIII) se originan durante este período, y también el importante magmatismo y sedimentación en el ámbito de la Cuenca Norte (Capítulos III, IV, VII).

A nivel regional, la expresión más contundente de este evento extensional son los basaltos de avenida neocomienses[12] que cubrieron más de un millón de kilómetros cuadrados del Gondwana Occidental.

Este evento de fracturación continental será responsable del nacimiento del océano Atlántico.

Por último, el tercer momento evolutivo sucedió hacia el Cretácico medio con la instalación de un régimen tectónico compresivo. Esta modificación resulta de la progresiva aceleración de los procesos orogénicos del borde protoandino, vinculado a su vez al aumento de la velocidad de deriva de la Placa Sudamericana hacia el oeste. Numerosos autores coinciden en posicionar esta modificación alrededor de 115 millones de años atrás.

En nuestro territorio, este cambio tectónico no sólo afectó el estilo y tipo de relleno sedimentario en las cuencas Punta del Este y Santa Lucía, sino que también se generaron nuevos espacios de acumulación sedimentaria continental durante el Cretácico Tardío en el ámbito de la Cuenca Norte (capítulo VII). Tan sólo en la Cuenca Punta del Este se registra una sedimentación transicional a marina durante el Cretácico Tardío.

12. Neocomiense: época de comienzos del Cretácico. Algunos autores restringen el uso del Neocomiense al Berriasiense y Valanginiense (ver Tabla en este capítulo) mientras que otros lo extienden hasta el Barremiense. Es un término impreciso y tiende a ser cada vez menos usado. “Neocomiense” viene de *Neocomium*, nombre latino de Neuchâtel, cantón de Suiza.

BREVE PANORAMA SOBRE LOS RECURSOS MINERALES MESOZOICOS

Las grandes transformaciones reseñadas para el Mesozoico generaron un sinnúmero de situaciones que posibilitaron la formación y acumulación de importantes recursos minerales. Un ejemplo particular está directamente asociado a aquellas regiones cretácicas de latitudes superiores a los 50º, tanto meridional como septentrional, donde se originaron enormes yacimientos de carbón. Otro ejemplo notable lo constituye el período comprendido entre 120 y 75 millones de años atrás, cuando el Mar de Tethys ocupaba extensas áreas ecuatoriales y subecuatoriales, permitiendo la acumulación de una masa de microplancton que luego daría origen a las rocas generadoras del petróleo de más de la mitad de las reservas mundiales conocidas. El petróleo del Golfo Pérsico, del norte de África, del Golfo de Venezuela y de México están vinculados al Mar de Tethys.

La apertura del Océano Atlántico también es responsable de la generación de un conjunto de cuencas sedimentarias jurocretácicas petrolíferas que se distribuyen, de Norte a Sur, en ambas márgenes atlánticas de África y América del Sur. Las cuencas petrolíferas de Campos en Brasil y del Golfo de San Jorge en Argentina son ejemplos sobresalientes de esas importantes acumulaciones de petróleo.

Mientras tanto, el territorio uruguayo guarda, preserva, y aún esconde, un nutrido conjunto de eventos geológicos en este intervalo de la evolución de la Tierra que muestran un potencial minero promisorio (Fig. 9). Por ejemplo, las perspectivas más favorables para dirigir los esfuerzos prospectivos de petróleo y gas, están directamente vinculadas a la Cuenca Punta del Este (Capítulo VIII).

Otro ejemplo de potencial mineral está ligado a la existencia de depósitos magmáticos. Al respecto, se verifica que en al menos dos grandes áreas del territorio uruguayo (regiones del río Arapey y Laguna Merín), el magmatismo está asociado a la existencia de importantes fallas y lineamientos de dirección O-NO a E-O a las que se vinculan fallas transversales que, en conjunto, constituyen un marco tectónico favorable para la prospección de rocas máficas, ultramáficas y alcalinas potencialmente portadoras de metálicos y diamantes.

Por último, es de destacar que existen otros dos tipos de recursos minerales que ofrecen un cuadro interesante para la expansión de su explotación económica. Por un lado, las tradicionales ágatas y amatistas explotadas en el Norte del país (departamento de Artigas), y por otro, las aguas subterráneas que se aprovechan en distintas actividades (turismo, agua potable, agua para riego o industria, entre otros usos). Ambos recursos son abordados en los Capítulos IV y IX.

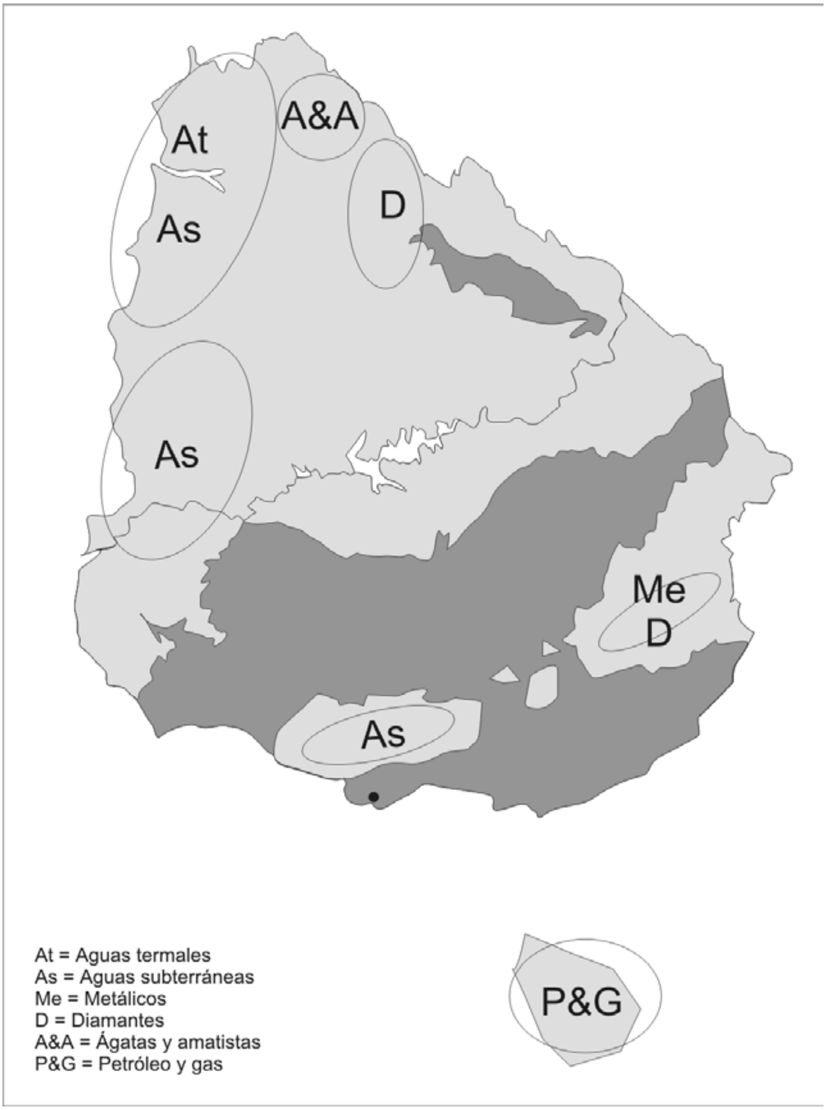


Figura 9 – *Recursos naturales asociados a las rocas mesozoicas.*
Las referencias a la distribución de basamento y cuencas corresponden a la Fig. 7.

Agradecimiento

Al Dr. José Bonaparte, por los aportes realizados con relación al texto original publicado en la primera edición.

Bibliografía

Archibald JD (2002): *K/T Vertebrate extinction and survival: dispelling myths and testing theories*. IPC 2002, Geological Society of Australia, Abstracts 68: 8-9.
Artabe AE, Morel EM, Spaletti LA (2003): *Caracterización de las provincias fitogeográficas triásicas del Gondwana extratropical*. Ameghiniana 40 (3): 387-405.
Bonaparte JF (1996): Cretaceous tetrapods of Argentina. Münchner Geowiss. Abh. (A) 30 S: 73-130.
Bossi J (1978): *Recursos minerales del Uruguay*. Editorial Daniel Aljanati, Montevideo. 300pp.
Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Montevideo. Vol. 2: 577-809.
Brenchley P & Harper D (1998): *Palaeoecology: ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London, Inglaterra. 402pp.
Briggs J (1995): *Global Biogeography*. Elsevier, Amsterdam. 454pp.
Conceição JJ de J, Zalán PV & Wolff S (1988). *Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlantico*. Geociências (Petrobrás) 2 (2/4): 255-265.
Cooper JD, Miller RH & Patterson J (1990): *A trip through time: principles of Historical Geology*. Merrill Publ., Los Angeles. 544pp.
Crowler T & North G (1991): *Paleoclimatology*. Clarendon Press, New York. 349pp.
Dott RH & Batten RL (1988): *Evolution of the Earth*. McGraw-Hill (4ª), New York. 643pp.
Frakes L (1979): *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam. 310pp.
França AB, Milani EJ, Schneider RL, López-Paulsen O, López JM, Suárez-Soruco R, Santa Ana H de, Weins F, Ferreiro O, Rossello EA, Bianucci EH, Aramayo-Flores RF, Vistalli MC, Fernández-Seveso FA, Fuenzalida RP & Muñoz N (1996): *Phanerozoic correlation in Southern South America*, pp. 129-161 de Tankard AJ, Suárez-Soruco R & Welsink HJ (eds): *Petroleum basins of South America.* Tulsa*,* American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62.
Hallam A (1994): *An outline of Phanerozoic Biogeography*. Oxford Univ. Press, New York. 245pp.
Ji Q, Luo ZX, Yuan CX, Wible JR, Zhang JP & Georgi JA (2002): *The earliest known Eutherian Mammal*. Nature 416: 816-822.
Larson RL (1995): *Superpluma del Cretácico Medio*. Temas Investigación y Ciencia, Prensa Científica v. 223: 64-69.
Mckenzie D & Bickle MJ (1988): *The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere*. Journal of Petrology 29(3): 625-679.
Nurnberg D & Muller RD (1991): The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191: 27-53.
Peate DW (1997): *The Paraná-Etendeka Province*, pp. 217-245 de Mahoney JJ & Coffin MF (eds.): *Large igneous provinces, continental: oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100.

Petri S & Fulfaro VJ (1988): *Geologia do Brasil: Fanerozoico*. Ed. Queiroz, São Paulo. 631pp.

Ramos VA & Turic MA (1996): *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo. Buenos Aires. 451pp.

Stanley SM (1989): *Earth and life through time*. Freeeman (2nd ed.), New York. 689pp.

Ubilla M & Martínez S (1995): *La diversidad biótica y el tiempo geológico*, pp. 133-146 de Fernández JA & Mizrahi E (eds.): *Vida y Cosmos. Nuevas reflexiones*, EUDECI-Facultad de Ciencias, Montevideo.

Uliana MA & Biddle KT (1988): *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America*. Revista Brasileira de Geociências 18(2): 172-190.

Urien CM y Zambrano JJ (1996): *Estructura del margen continental*, pp. 29-65 de Ramos VA & Turic MA (eds.): *Geología y recursos naturales de la plataforma argentina*. Relatorio 3. Buenos Aires.

UNIDADES PERMO-TRIÁSICAS EN LA CUENCA NORTE: PALEONTOLOGÍA Y AMBIENTES

Graciela Piñeiro y Martín Ubilla

EL CONOCIMIENTO DE LOS CAMBIOS PALEOFAUNÍSTICOS Y PAleoambientales que se produjeron al finalizar el Paleozoico, es fundamental para la mejor interpretación de la diversidad de los grupos de organismos que caracterizaron el Mesozoico, particularmente en sus inicios.

En Uruguay existen evidencias de la continentalización más o menos global que caracterizó el fin del Pérmico y comienzo del Triásico, permitiendo el desarrollo de faunas de ambientes terrestres y dulceacuícolas representadas en las formaciones Yaguarí y Buena Vista. Estas unidades han sido vinculadas al Pérmico Tardío y al Triásico, y son motivo de análisis en este capítulo.

Desde el punto de vista paleontológico, los avances más significativos se verifican en los depósitos de la Formación Buena Vista, los que a partir del año 2000 se han visto enriquecidos por hallazgos de tetrápodos continentales, constituyendo importante información con fuerte contenido heurístico tanto en el plano paleoambiental como cronológico.

La Formación Buena Vista –considerada por la mayoría de los autores como de edad Triásico Temprano– habría comenzado su depositación al menos en el Pérmico Tardío, a juzgar por las nuevas evidencias paleontológicas disponibles, conteniendo una fauna que contribuye a documentar la transición entre estos dos períodos de tiempo.

HACIA EL COMIENZO DE UNA NUEVA ERA...

El Pérmico constituye el último Período de la Era Paleozoica. Su subdivisión es motivo de varias propuestas, adoptándose en este capítulo la que luce en la Fig. 1. El límite Pérmico-Triásico, que constituye en sí mismo el límite entre el Paleozoico y el Mesozoico, está dado entre los pisos Tatariense y Scytiense. Durante este intervalo de tiempo ocurrieron relevantes procesos físicos que afectaron la distribución de los continentes y que condujeron a la transformación de las comunidades marinas y continentales.

	Ma	PERÍODO	ÉPOCA	EDAD
MESOZOICO	251	TRIÁSICO	TEMPRANO	SCYTIENSE
PALEOZOICO		PÉRMICO	TARDÍO	TATARIENSE
				KAZANIENSE
	272			UFIMIENSE
			TEMPRANO	KUNGURIENSE
				ARTINSKIENSE
				SAKMARIENSE
				ASSELIENSE

Figura 1 – *Escala de tiempo correspondiente al Pérmico.*
Modificada de Ross et al. *1994.* **Ma***: millones de años.*

ESCENARIO PALEOGEOGRÁFICO Y PALEOCLIMÁTICO

El proceso de acreción de las masas continentales tuvo su punto culminante durante el Pérmico, dando como resultado la formación del supercontinente Pangea, plenamente desarrollado en el Triásico. El movimiento y rotación constante de las placas durante el Pérmico ha motivado que las reconstrucciones continentales realizadas para este momento sean controversiales.

El Pérmico exhibe dramáticos cambios de climas, desde fríos y húmedos –concomitantes con el desarrollo de la glaciación carbonífero-pérmica– evolucionando hacia el fin del período a condiciones cálidas y secas que se continúan en el Triásico.

En general se acepta que las condiciones climáticas se volvieron cada vez más estables hacia el Pérmico Superior, con un incremento constante de la temperatura. Se definieron condiciones de estacionalidad promovidas por la formación de Pangea y el sistema regresivo del nivel marino que se implantó globalmente hacia el final del Paleozoico. En la Cuenca Paraná (*sensu lato*) este proceso regresivo se manifestó tardíamente, cercano al fin del Pérmico y comienzos del Triásico.

La creciente exposición de las masas continentales provocó la disminución del efecto estabilizador del océano, y las condiciones climáticas se hicieron más severas. Las evaporitas son más frecuentes hacia el Pérmico Superior, representando parte del proceso que sigue a la desaparición de los glaciares, alcanzando su máxima expresión en el Triásico Medio. También se asiste al desarrollo de *red beds* en varias partes del megacontinente (*vide* Capítulo I).

Algunos modelos paleoclimáticos postulan que en el interior de Pangea las temperaturas de los meses más cálidos debieron alcanzar promedialmente los 35°C, con extremos que habrían llegado a los 45 y 50°C. Por otra parte, se estima que la estacionalidad habría tenido gran expresión en los 60° de latitud Sur, alcanzando diferencias de hasta 30°C en los 30°S.

Este contexto paleogeográfico y paleoclimático influyó notoriamente en la distribución geográfica de los organismos, permitiendo la dispersión de muchos de los taxones que vivieron durante el Pérmico, los cuales –como veremos seguidamente– están representados a través de extensas regiones de Pangea.

LOS TETRÁPODOS QUE DOMINARON EN EL PÉRMICO, EL PERMO-TRIÁSICO Y SU DISTRIBUCIÓN PANGEICA

Los tetrápodos continentales tienen gran importancia para ordenar en el tiempo las rocas que se depositaron durante el Pérmico y Triásico. Debido a la amplia distribución geográfica que alcanzaron algunos grupos, son muy útiles para establecer correlaciones temporales entre áreas geográficas distantes. A su vez, en la región gondwánica que incluyó a Uruguay, sur de Brasil y África, se registran grupos de tetrápodos relevantes en este sentido. Por este motivo, se habrá de desarrollar este tópico con especial detalle.

La fauna de tetrápodos continentales del Pérmico Inferior estuvo dominada por grupos primitivos (Figs. 2 y 3), restringidos fundamentalmente a las *red beds* de Norte-América y Europa. En Gondwana, los únicos tetrápodos conocidos hasta el momento que podrían ser asignados a esta edad son los mesosáuridos, pequeños reptiles acuáticos de Uruguay, Brasil y Sud-África.

Al comienzo del Pérmico Superior se produjo un cambio tanto en la composición como en la distribución geográfica de los tetrápodos. Varios grupos que fueron comunes durante el Pérmico tendieron a desaparecer y eventualmente a ser sustituidos por nuevas formas que fueron dominantes a partir del Triásico, con algunos representantes exclusivos de Gondwana (Fig. 2).

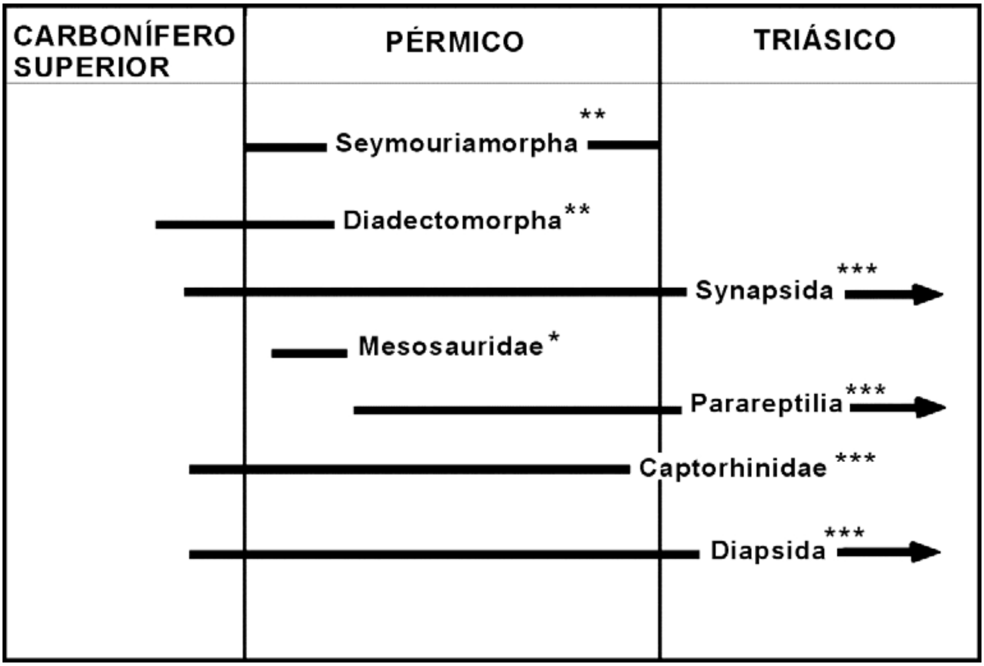


Figura 2 – *Distribución temporal de los grupos de amniotas durante el Paleozoico Superior y principios del Mesozoico.*

*Los asteriscos indican su representación en Pangea: * = exclusivos de Gondwana; ** = exclusivos de Laurasia; *** = presentes en Laurasia y Gondwana.*

En el Pérmico Superior, los anfibios temnospóndilos estuvieron representados en ambientes dulceacuícolas de Laurasia y Gondwana. Algunos grupos de estos anfibios desaparecieron antes de finalizar el Paleozoico, siendo sustituidos por nuevas formas a partir del Triásico Temprano (Fig. 3).

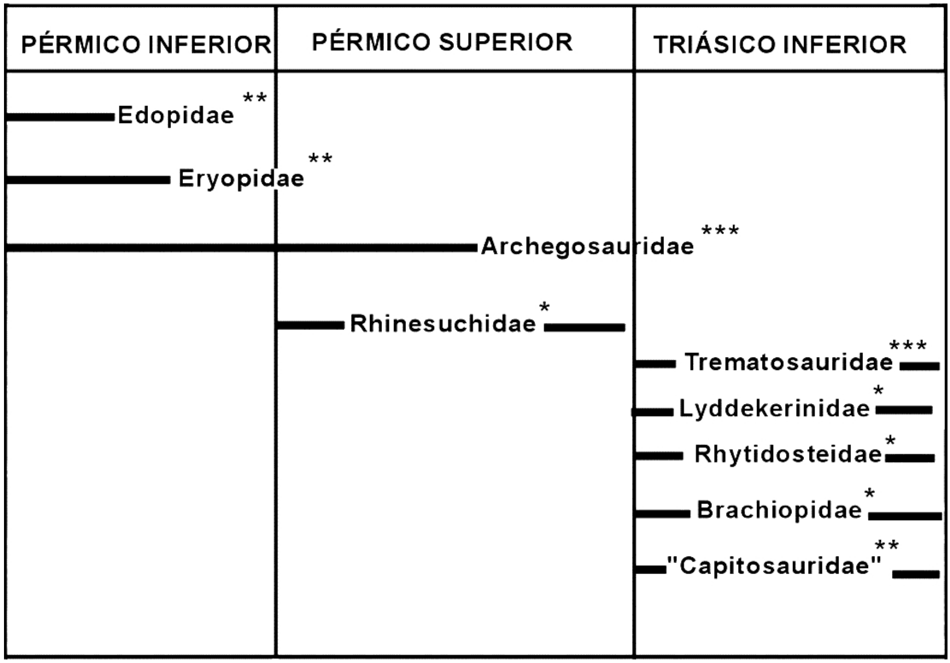


Figura 3 – *Distribución temporal de los principales grupos de anfibios temnospóndilos a través del Pérmico y Triásico Inferior.*
Asteriscos de igual significado que en la Fig. 2.

Entre los amniotas sinápsidos (grupo relacionado con el origen de los mamíferos), solamente los terápsidos sobreviven en el Triásico. El cambio más notorio producido en las faunas durante el Pérmico Superior fue la progresiva sustitución de los "pelicosaurios" por los terápsidos. Las únicas familias de "pelicosaurios" que sobrevivieron hasta el final del Pérmico fueron los varanópidos y casesáuridos, con escasos representantes distribuidos a lo largo de regiones pangeicas muy distantes entre sí: Norte-América, Rusia, Sud-África (Reisz *et al.* 1998) y también Sud-América, a través de su presencia en Uruguay (Piñeiro *et al.* 2003).

Las faunas de tetrápodos que incluyen terápsidos registradas a partir de la base del Pérmico Superior, provienen mayormente de Rusia y Sud-África, y recientemente ha sido comunicada su presencia en la Formación Rio do Rasto (Pérmico Superior) de Brasil (dinocefálidos) (Langer 2000). Resulta sorprendente la similitud encontrada entre los terápsidos de regiones tan distantes como Rusia, Sud-África y Brasil, hecho que argumentaría en favor de una amplia dispersión e intercambio de esos grupos a través de territorios con clima templado y húmedo de Pangea (Berman *et al.* 1997).

Los diápsidos se diversificaron hacia el Pérmico Superior y serán los grandes protagonistas de las faunas de tetrápodos del Mesozoico. La peculiar asociación de terápsidos carnívoros y diápsidos evidencia el comienzo de una nueva constitución de las comunidades de tetrápodos terrestres, la que caracterizó el Triásico Temprano y el resto del Mesozoico.

A pesar de la amplia distribución de los reptiles basales pareiasáuridos, procolofonoideos y millerétidos (Parareptiles) en el Pérmico Tardío de Laurasia y Gondwana (Fig. 2), algunas evidencias paleogeográficas sugieren que su origen y mayor diversificación se habría producido en el supercontinente del sur (Modesto 2000).

Los pareiasáuridos fueron robustos reptiles herbívoros que vivieron hasta el fin del Pérmico en África, Sud-América y Rusia. En Sud-América están representados por *Pareiasaurus* en la Formación Rio do Rasto de Brasil (Araújo 1982). Los procolofonoideos aparecieron en el Pérmico Tardío en Sud-África y sobrepasan el límite Permo-Triásico, siendo uno de los grupos menos afectados por la extinción masiva que se produjo al finalizar el Paleozoico. Éstos experimentaron una amplia radiación en el Triásico hacia diversas áreas de Gondwana y Laurasia. Estos pequeños reptiles fueron inicialmente insectívoros y posteriormente herbívoros (Triásico). *Procolophon*, representado a partir del Triásico Temprano en África del Sur, está también presente en la Formación Sanga do Cabral del sur de Brasil (Barberena *et al.* 1985).

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE URUGUAY RELACIONADAS CON EL PERMO-TRIÁSICO

Existen diferentes interpretaciones sobre la identidad litológica de las formaciones Yaguarí y Buena Vista. Estos cuerpos de roca han sido considerados ya sea como unidades independientes, o fusionadas en una única entidad, sin dejar de mencionar la multiplicidad nomenclatural generada al intentar correlacionarlas con las unidades equivalentes en el territorio brasileño.

La contribución de White (1908) influyó en los estudios posteriores sobre la estratigrafía y paleontología de la Cuenca Paraná. Esto no sólo se verifica en la geología del extenso territorio brasileño, sino también en Uruguay, Paraguay y Argentina. Su columna estratigráfica levantada a lo largo de la “Estrada Nova do Rio do Rasto” (estado de Santa Catarina) fue referencia obligada durante décadas para establecer correlaciones lito-bio- y cro-

noestratigráficas a nivel regional para las cuencas paleozoicas y mesozoicas en estas latitudes. Esta influencia directa de la estratigrafía brasileña en Uruguay, con la visión de "*layer cake stratigraphy*" que imperó en la comunidad geológica durante casi todo el siglo XX, se hizo sentir en cada una de las modificaciones de las columnas, muy particularmente en las rocas asignadas al Pérmico y Triásico. Cabe señalar que hasta 1958, en Uruguay las unidades litoestratigráficas eran, en general, denominadas con el nombre de su correlativa en la columna brasileña (Fig. 4).

<table>
<tr><th></th><th>Walther (1919)</th><th>Falconer (1931)</th><th>Falconer (1937)</th><th>Caorsi &Goñi (1958)</th><th>Bossi (1966)</th><th>Elizalde et al. (1970)</th><th>Ferrando &Andreis (1986)</th><th>En este trabajo</th></tr>
<tr><td rowspan="2">TRIÁSICO</td><td>Rio do Rasto</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Estrada Nova</td><td>Buena Vista</td><td>?</td></tr>
<tr><td rowspan="2">PÉRMICO TARDÍO</td><td rowspan="2"></td><td>Buena Vista</td><td rowspan="2">Estrada Nova</td><td>Buena Vista</td><td rowspan="2">Yaguarí</td><td rowspan="2">Yaguarí</td><td rowspan="2">Yaguarí</td><td>Buena Vista</td></tr>
<tr><td>Estrada Nova</td><td>Yaguarí</td><td>Yaguarí</td></tr>
</table>

Figura 4 – *Algunas de las diferentes propuestas estratigráficas relativas a las unidades implicadas en el pasaje Pérmico-Triásico de Uruguay.*

Los términos Buena Vista y Yaguarí fueron acuñados por Falconer (1931) y Caorsi & Goñi (1958) respectivamente. Un punto de inflexión está dado con la edición de *Geología del Uruguay* de Bossi (1966), donde se erigió formalmente la Formación Yaguarí y se subsumieron a ésta las "*areniscas de Buena Vista*" de Falconer (1931). Este criterio inclusivo fue aplicado en obras posteriores hasta que Ferrando & Andreis (1986) reivindicaron a Buena Vista como una formación diferente.

Otro aspecto a resaltar es el reconocimiento de miembros en la Formación Yaguarí (Elizalde *et al.* 1970). Al momento, han resistido al análisis de sucesivos autores, los Miembros que Bossi & Navarro (1991) denominaron San Diego (inferior) y Villa Viñoles (superior). La Formación Buena Vista en el sentido de Elizalde *et al*. (1970), no sería otra cosa que la mitad superior de la capa media y la capa superior del Miembro Villa Viñoles de la Formación Yaguarí. Dada la intrincada evolución conceptual y nomenclatural ya señalada para estas unidades, remitimos al lector a las obras generales indicadas en la bibliografía, sin perjuicio de resaltar que a pesar de la disparidad de opiniones,

en general se constata una tendencia a ubicar estos cuerpos de rocas en las postrimerías del Pérmico e inicios del Triásico.

La Formación Yaguarí consta de limolitas y areniscas finas a muy finas interestratificadas, de coloraciones vivas. La mayoría de las opiniones apuntan a señalar que los sedimentos de la Formación Yaguarí se depositaron en ambientes subacuáticos someros con importante influencia continental, que habría propiciado la implantación de cuerpos de agua dulce evidenciados por la presencia de crustáceos concostráceos y ostrácodos. Eventuales períodos de exposición subaérea están marcados por la presencia de delgados niveles con rizolitos (Goso *et al*. 2001).

La Formación Buena Vista incluye areniscas finas a medias de color rojo, intercaladas con niveles de conglomerados e intraconglomerados (clastos de arcilla) y capas arcillosas de potencia variable. El ambiente de depositación de esta unidad se enmarca en la creciente continentalización evidenciada en el tope de la Fomación Yaguarí y podría estar relacionado con el advenimiento de sistemas fluviales de alta energía.

No es sencillo indicar un límite preciso entre ambas unidades, siendo para algunos autores de carácter transicional, mientras que para otros estaría marcado por la primera aparición de niveles de intraconglomerados de color rojo (Bossi & Navarro 1991; Goso *et al.* 2001).

Correlaciones

La Fig. 5 muestra las equivalencias estratigráficas que se han propuesto entre unidades finipérmicas y probablemente del Triásico basal de Uruguay y sus equivalentes en la Cuenca Paraná en Brasil.

URUGUAY	BRASIL
Formación Buena Vista--------------------	-----Formación Sanga do Cabral?
Formación Yaguarí-------------------------	-----Formación Rio do Rasto -----Formación Estrada Nova (Superior)

Figura 5 – *Correlación estratigráfica de las unidades pérmicas y permotriásicas de Uruguay y Brasil.*
Según Bossi & Navarro (1991) y Piñeiro (2002).

La Formación Yaguarí y particularmente la Formación Buena Vista han sido pobremente estudiadas, tanto desde el punto de vista geológico como paleontológico (Goso *et al.* 2001) y sus vinculaciones con unidades de Rio Grande do Sul, fueron realizadas en base a criterios de similitud litológica.

La correlación que se muestra en la Fig. 5 ha sido controlada por estudios bioestratigráficos que involucran la comparación de asociaciones de escamas y dientes de peces paleonisciformes, muy comunes a través de las secuencias pérmicas de ambos países. También fueron incluidos datos proporcionados por nuevos fósiles, que se encuentran en los estratos del tope de la Formación Yaguarí y en niveles de intraconglomerados de la Formación Buena Vista. Estos últimos incorporan datos cronoestratigráficos que no son coincidentes con propuestas anteriores que ubican a esta unidad en el Triásico Temprano y serán analizados seguidamente.

Paleontología de la Formación Yaguarí

Diversos trabajos geológicos proporcionaron los primeros datos paleontológicos sobre el Paleozoico tardío de Uruguay (Walther 1919, 1928; Falconer 1931, 1937; Lambert 1941, entre otros). En ellos se correlacionaban las unidades uruguayas con aquellas equivalentes de la Cuenca Paraná en Brasil y si bien se mencionaba la existencia de algunos fósiles, no se realizaba una descripción detallada de los mismos.

De esta época se destacan los trabajos de Cox (1934) y Falconer (1937), quienes dieron a conocer moluscos bivalvos y ostrácodos respectivamente. Posteriomente, Gallego *et al.* (1993) comunican la presencia de concostráceos y recientemente se han adicionado numerosas citas de troncos silicificados (Bossi & Ferrando 2001 y referencias).

Las escamas de peces paleonisciformes son comunes a la mayoría de las unidades del Pérmico de Uruguay, estando ausentes en la Formación Buena Vista. Las asociaciones de morfotipos de estas escamas en la Formación Yaguarí, permitieron adicionar nuevos datos bioestratigráficos (Piñeiro 2002), que reflejan lo expuesto en la Fig. 5.

En estratos de arcilla laminada verde se encuentran bivalvos afines a *Pyramus cowperesoides,* especie mencionada con dudas en la Zona de

Pinzonella illusa de la sucesión pérmica brasileña, que representa el tope de la Formación Estrada Nova y probablemente la base de la Formación Rio do Rasto. En capas inmediatamente superiores estos bivalvos son escasos y están asociados a crustáceos concostráceos. Estos últimos indican condiciones dulceacuícolas y probablemente baja profundidad de los cuerpos de agua.

Paleontología de la Formación Buena Vista

Hasta la década de 1990 la Formación Buena Vista ha mostrado una gran orfandad en materia de registro paleontológico. El único hallazgo estaba representado por un fragmento de cráneo de un anfibio temnospóndilo afín a las familias Dvinosauridae y Tupilakosauridae –ubicadas en Rusia y en Karoo–[1] (Marsicano *et al.* 2000) (Lámina I: A, en pág. 49). Recientemente se ha adicionado una fauna de tetrápodos que incluye restos de sinápsidos basales ("pelicosaurios") (Lámina I: D, E, F y G), reptiles procolofonoideos (Lámina I: B) y de nuevos anfibios temnospóndilos (Lámina I: C). Esta asociación es única para Sud-América y sólo está registrada, en lo que respecta a Gondwana, en unidades permotriásicas de Sud-África.

Los restos de "pelicosaurios" pueden asignarse a los varanópidos y constituyen el primer registro de este grupo para Sud-América y el segundo para Gondwana (Piñeiro *et al.* 2003).

Los varanópidos de la Formación Buena Vista fueron formas similares a lagartos de aproximadamente 1 metro de largo (Fig. 6: A). Están representados mayoritariamente por vértebras (Lámina I: D, E, F) y son afines a especies del Pérmico Inferior de Norte-América y Pérmico Superior de Rusia, aunque no se descarta una relación con la especie del Pérmico Superior de Sud-África.

Algunas vértebras halladas (Lámina I: G) muestran una combinación de caracteres propia de otra familia, los esfenacodóntidos, no hallados hasta el momento en los territorios gondwánicos de Pangea.

1. Karoo (o Karroo) es un sistema geológico que se extiende en África desde el Ecuador hasta el Cabo de Buena Esperanza. Sus depósitos glaciares del Pérmico Temprano tienen equivalentes contemporáneos en Sud-América, India y Australia. La importancia comercial del sistema radica en sus vetas de carbón y petróleo. Su importancia científica principal está en sus vestigios de reptiles terápsidos, algunos de los cuales son el origen de los mamíferos.

Los procolofonoideos, diminutos lagartos con una especializada dentición (Fig. 6: B), sólo eran conocidos en Sud-América en el Triásico de Brasil, pero actualmente también están representados en la Formación Buena Vista (Goso *et al*. 2001; Piñeiro 2002, Piñeiro *et al*. en prensa). Son formas basales con caracteres de géneros primitivos pérmicos, asociados a otros propios de representantes triásicos (Procolophonidae).

La mezcla de atributos primitivos y evolucionados relacionados con la dentición, indica que los procolofonoideos presentes en la Formación Buena Vista podrían corresponder a formas transicionales.

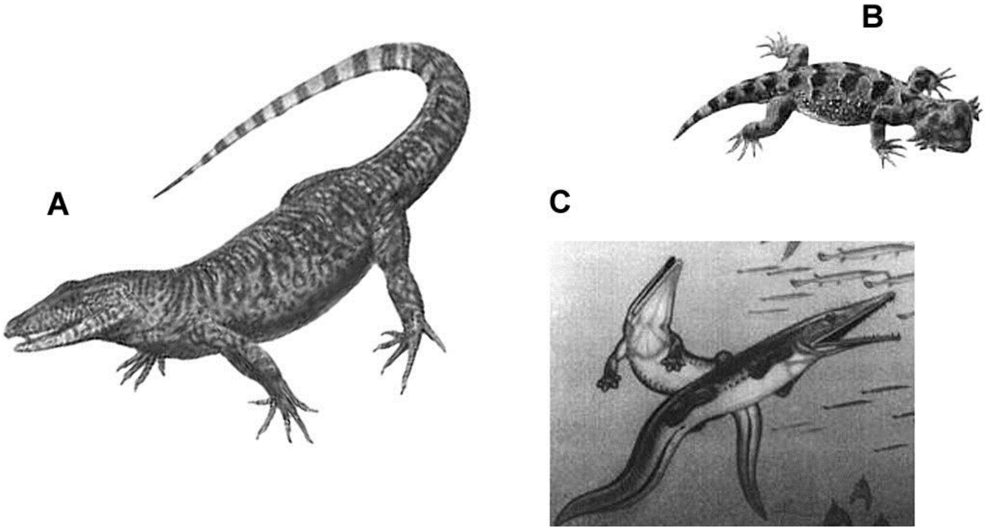


Figura 6 – *Reconstrucción de los principales integrantes de la fauna de la Formación Buena Vista.*
A*: Varanópido;* B*: Procolofonoideo y* C*: Temnospóndilos dulceacuícolas.*
Fuentes: www.exotenwelt.de/ *y* www.sec.state.la.us/museums/

Los temnospóndilos están representados por elementos tanto craneanos como postcraneanos que corresponden a formas acuáticas, y de hábitos carnívoros, con tamaños que van desde la talla de una lagartija hasta más de un metro de largo (Fig. 6: C). Tienen caracteres que los relacionan con familias de edad Pérmico como también del Triásico. Esta particularidad, observada además en los reptiles procolofonoideos, sugiere que la fauna de la Formación Buena Vista representa una asociación que se desarrolló en las postrimerías del Paleozoico. Sin embargo, sus integrantes se identifican más con los grupos que estarán presentes a partir del comienzo del Triásico, que con las formas más conspicuas del Pérmico.

La edad de la Formación Buena Vista y sus relaciones con otras asociaciones Permo-Triásicas

Existen pocas secuencias en el mundo que reflejen la transición paleofaunística que se produjo a lo largo del límite Pérmico-Triásico. Uno de los ejemplos mejor documentados en Gondwana se encuentra en los estratos de la Serie Beaufort de Sud-África (Cuenca de Karoo).[2] En la Fig. 7 se indican las faunas locales de Rusia y Sud-América correlacionables con las biozonas de Sud-África.

En Sud-América, depósitos de edad Pérmico Tardío y Triásico Temprano se encuentran en el sur de Brasil (formaciones Rio do Rasto y Sanga do Cabral), integrantes de la Cuenca Paraná. *Pareiasaurus* está presente en la fauna de "Aceguá" y por el carácter derivado de su morfología craneana, podría ser relacionado con los representantes de este género provenientes de la zona de *Dycinodon* (Araújo 1982). La asociación de procolofónidos del género *Procolophon* y temnospóndilos de las familias Lyddekerinidae y Rhytidosteidae otorga una edad Triásico a la fauna de "Catuçaba", incluida en la Formación Sanga do Cabral. Esta asociación también se verifica en la Zona de *Lystrosaurus* de la Serie Beaufort del Sur de África (Groenewald & Kitching 1995).

La Formación Buena Vista ha sido objeto de cambios en cuanto a su ubicación temporal, siendo considerada de edad Triásico, Pérmico Tardío y, más recientemente, Triásico basal (Fig. 4). En la actualidad, no es posible establecer su equivalencia con la fauna de "Catuçaba". Del mismo modo, no se han hallado evidencias paleontológicas para ubicarla dentro del Triásico Inferior.

La presencia de varanópidos en la Formación Buena Vista estaría indicando que, al menos parte de esta unidad, se depositó antes del comienzo del Triásico, ya que el paradigma actual indica que ningún grupo de "pelicosaurios" sobrepasa el límite entre el Paleozoico y Mesozoico en cualquier lugar del mundo.

La presencia de caracteres comunes a algunos grupos avanzados (Procolophonidae, Capitosauridae, Rhytidosteidae y Brachyopidae, entre otros) registrada en los integrantes de la fauna de la Formación Buena Vista,

2. La Serie Beaufort es la tercera (en orden cronológico) de las cuatro en que se divide el sistema de Karoo; abarca desde el Pérmico Tardío al Triásico Temprano.

hace que ella guarde, de todos modos, una relación con otras faunas Triásicas y podría representar una comunidad que se desarrolló en el lapso comprendido entre las faunas de “Aceguá y “Catuçaba” de la sucesión brasileña. Los pareiasáuridos presentes en la fauna de “Aceguá” no forman parte del conjunto faunístico hallado en Uruguay, como tampoco ha sido verificada la asociación de *Procolophon* y anfibios lidekerínidos y ritidosteidos presentes en la fauna de “Catuçaba”.

Algo similar ocurre con las biozonas de la Cuenca de Karoo en África, no existiendo aún evidencias para correlacionar la fauna uruguaya con sus unidades, aunque en términos generales puede observarse una mayor correspondencia con la Zona de *Lystrosaurus*, a juzgar por los procolofonoideos presentes en ambas asociaciones. Sin embargo, la ausencia de terápsidos en la Formación Buena Vista (uno de los grupos más abundante en la Zona de *Lystrosaurus*) y la abundancia de procolofonoideos y temnospóndilos (escasos en la unidad sudafricana), es una particularidad que la distingue de otras faunas coetáneas tanto de Laurasia como de Gondwana.

	SUD-ÁFRICA	**RUSIA**	**SUD-AMÉRICA**	
			Brasil	**Uruguay**
TRIÁSICO INFERIOR	*Cynognathus*			
	Lystrosaurus	Vetluga Superior	Catuçaba	
		Vetluga Inferior		?
PÉRMICO SUPERIOR		**Vyazniki**		**Buena Vista**
	Dicynodon	Dvina Norte	Aceguá	Yaguarí ?
		Isheyevo		
	Cistecephalus	Ocher[3]		

Figura 7 – *Relaciones bioestratigráficas de los depósitos del Pérmico Superior y Triásico Inferior de África, Rusia y Sud-América (Brasil y Uruguay).*

3. Se emplea aquí la versión fonética de estos nombres rusos, tal como la usa aún buena parte de la literatura en inglés; una transliteración más rigurosa a caracteres latinos es: Väzniki, Iševo, Očer. El río Vetluga hace sus vueltas aproximadamente de Norte a Sur, desde los Montes del Norte (Severnye Uvaly) hasta desembocar en el Volga, a unos 150 km al Este de la ciudad de Nižniï Novgorod. Desde el otro lado de esos montes corre el río Severnaä Dvina en dirección NO hasta el Mar Blanco. La ciudad de Väzniki se encuentra a unos 120 km al Oeste de Nižniï Novgorod. Iševo está en la república de Tatarstan, unos 110 km al Este de la capital Kazan’; la zona tuvo sus primeras grandes excavaciones entre 1934 y 1939, cuando esta república pertenecía a Rusia y la URSS. Očer se encuentra en la región rusa de Perm’, cuyo nombre se tomó para bautizar al período Pérmico.

Una hipótesis a explorar sería analizar si la fauna de la Formación Buena Vista podría ser comparable con la comunidad denominada "Vyazniki" de Rusia (Fig. 7). Esta idea podría sustentarse en las características transicionales de ambas asociaciones paleofaunísticas, en las cuales sus integrantes se asemejan notoriamente a grupos característicos del Triásico, evidenciando los cambios que se producen al finalizar el período Pérmico en la composición de las comunidades.

En resumen, las evidencias que aportan los fósiles recientemente hallados en los intraconglomerados de la Formación Buena Vista permiten asignarle una edad Pérmico Tardío, incluyendo una fauna que marca la transición hacia el Triásico. Sus integrantes constituyen relictos de grupos que fueron dominantes durante el Pérmico, asociados con formas basales relacionadas con taxones de distribución Triásico Inferior. No es de descartar sin embargo, que la Formación Buena Vista haya completado su depositación en el inicio del Triásico, aunque esta hipótesis aún no ha sido confirmada por los fósiles.

Agradecimientos

A la Intendencia Municipal de Cerro Largo, y a los Sres. Yerú Pardiñas (Director de la Estación Agronómica de Cerro Largo) y Felipe Pérez (Canal de cable de Melo) por el apoyo brindado para la realización de las tareas de campo.
A la familia Hastings, por su hospitalidad y amistad, contribuyendo al mejor desarrollo de las actividades llevadas a cabo en Cerro Largo.

Bibliografía

Araújo DC (1982): *Estudo do material de Pareiasauroidea (Reptilia, Anapsida, Cotylosauria, Procolophonia) do Neopermiano do Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre*. UFRGS, Tese de Doutoramento, Geociências. 282pp.

Barberena MC, Araújo DC & Lavina EL (1985): *Late Permian and Triassic tetrapods of southern Brazil*. National Geographic Researches 1(1): 5-20.

Berman DS, Sumida S & Lombard RE (1997): *Biogeography of primitives Amniotes*, pp. 85-140 de: Sumida S y Martin K (eds) *Amniota origins. Completing the transition to land*. Academic Press Inc. San Diego.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones Universidad de la República. Montevideo, Uruguay. 469pp.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones Universidad de la República. Montevideo. 970pp.

Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1/500.000. V. 2.0.* CD-Rom.

Caorsi J & Goñi J (1958): *Geología uruguaya*. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N° 37: 1-73. Montevideo.

Cox MA (1934): *Lamelibranquios de los estratos gondwánicos del Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N° 21: 1-13. Montevideo.

Crowley TJ and North GR (1991): *Paleoclimatology*. Clarendon Press, Oxford. 349pp.

Elizalde G, Eugui W, Verdesio J, Stapff M & Tellechea J (1970): *Carta geológica del Uruguay a escala 1/100.000.3 segmento Aceguá sector XXX*. Boletín Nº 3 Dpto. de Publicaciones Universidad de la República. p. 1-127. Montevideo.

Falconer JD (1931): *Terrenos gondwánicos del Departamento de Tacuarembó*. Instituto Geológico Uruguayo. Boletín N° 15: 1-22. Montevideo.

Falconer JD (1937): *La Formación Gondwana en el NE del Uruguay con especial referencia a los terrenos eogondwánicos*. Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay. Boletín N° 23: 1-113. Montevideo.

Ferrando L & Andreis R (1986): *Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay*. I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos ARPEL. I: 295-323. Buenos Aires.

Gallego OF, Herbst R & Ferrando LA (1993): *Cyzicus (E). falconeri n. sp. (Concostracea) de la Formación Yaguarí (Pérmico Superior) Uruguay*. Ameghiniana 30 (1): 17-22. Buenos Aires.

Goso C, Piñeiro G, de Santa Ana H, Rojas A,Verde M & Alves C (2001): *Caracterización estratigráfica de los depósitos continentales cuspidales neopérmicos (Formaciones Yaguarí y Buena Vista) en el borde oriental de la Cuenca Norte Uruguaya*. XI Congreso Latinoamericano de Geología / III Congreso Uruguayo de Geología. CD-ROM.

Groenewald GH & Kitching JW (1995): *Biostratigraphy of the Lystrosaurus Assemblage Zone*, pp. 35-39 de: Rubidge BS (ed.) *Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup)*. South African Committee for Stratigraphy, Biostratigraphyc Series N° 1.

Lambert R (1941): *Estado actual de nuestros conocimientos sobre la geología de la República O. del Uruguay*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay Nº 29: 1-89. Montevideo.

Langer M (2000): *The first record of dinocephalians in South America: Late Permian (Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin Brazil*. N. Jb. Geologie und Paläontologie Abhrad. 215 (1): 69-95. Sttutgart.

Marsicano CA, Perea D & Ubilla M (2000): *A new temnospondyl amphibian from the lower Triassic of South America*. Alcheringa 24: 119-123.

Modesto SP (2000): *Eunotosaurus africanus and the Gondwana ancestry of anapsid reptiles*. Paleontologia Africana 36:15-20.

Piñeiro G (2002): *Paleofaunas del Pérmico-?Eotriásico de Uruguay*. Universidad de la República-PEDECIBA, tesis de Maestría (195pp + 28 Figs.)

Piñeiro G, Verde M, Ubilla M & Ferigolo J (2003): *First basal synapsids (“Pelycosaurs”) from the Upper Permian-?Lower Triassic of Uruguay South America*. Journal of Paleontology: 77 (2): 389-392.

Piñeiro G, Rojas, A & Ubilla M (en prensa): *A new procolophonoid (Reptilia: Parareptilia) from the Upper Permian of Uruguay*. Journal of Vertebrate Paleontology.

Reisz RR, Dilkes DW & Berman DS (1998): *Anatomy and relationships of Elliotsmithia longiceps Broom a small synapsid (Eupelycosauria: Varanopseidae) from the Late Permian of South Africa*. Journal of Vertebrate Paleontology 18 (3):602-611.

Ross CA Baud A & Menning M (1994): *Pangaea time scale*, en: Klein GD (ed.) *Pangaea: Paleoclimate tectonics and sedimentation during accretion zennit and breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America, Special Paper 288, Boulder 10.

Walther K (1919): *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay*. Revista del Instituto Nacional de Agronomía 3(2): 1-186.

Walther K (1928): *Nota sobre los resultados de la investigación geológica del país obtenidos en los años 1918-1928, en parte no publicados aún*. Revista de la Facultad de Agronomía 1: 3-36.

White IC (1908): *Relatorio final da comissão de estudo das minas de carvão de pedra do Brasil*; parte 1 *Geología Rio de Janeiro*. 300pp.

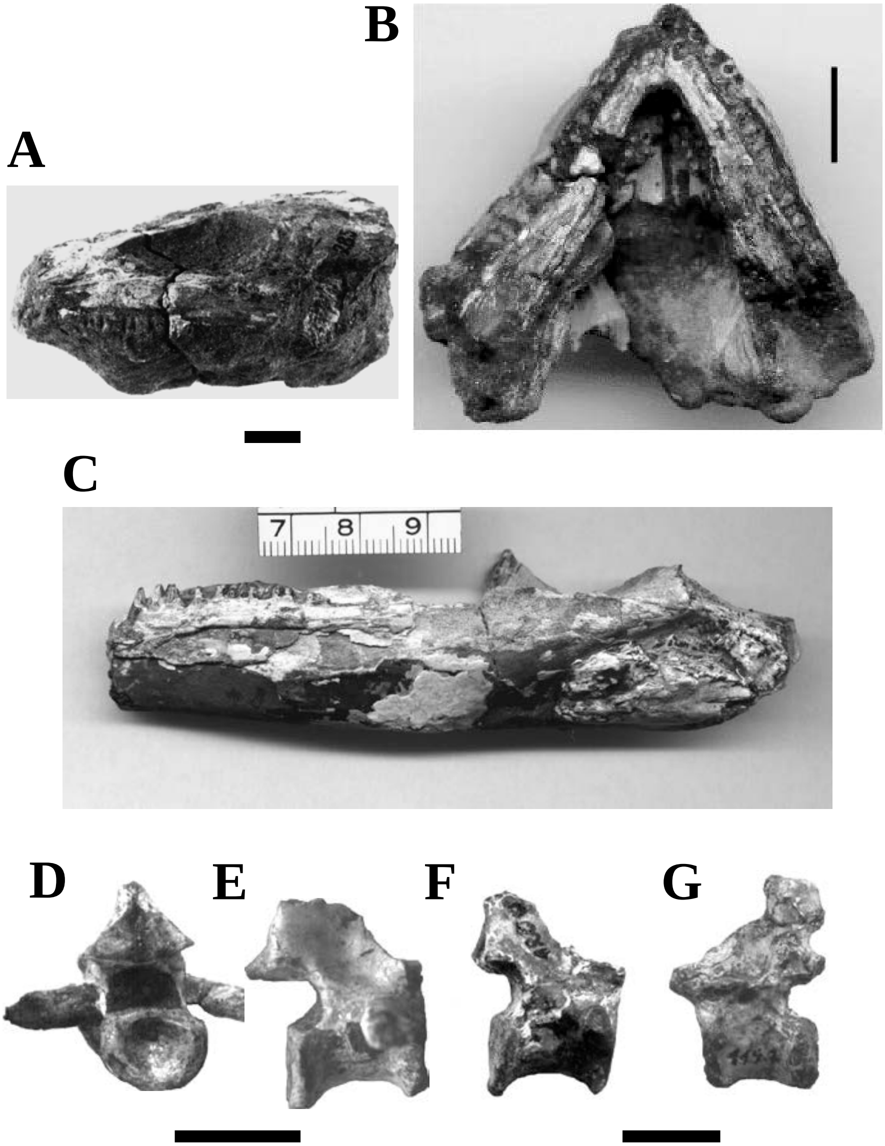


LÁMINA I: Fauna de tetrápodos provenientes de la Formación Buena Vista de Uruguay. A: vista lateral de un fragmento de cráneo de un temnospóndilo relacionado con las Familias Dvinosauridae y Tupilakosauridae (tomado de Marsicano *et al*., 2000); B: vista ventral de fragmento de cráneo y ramas mandibulares de un reptil procolofonoideo (Piñeiro *et al.*, en prensa); C: vista lateral de un fragmento de rama mandibular de un anfibio temnospóndilo (tomado de Piñeiro, 2002); D, E, F y G: vértebras dorsales de "Pelicosaurios" (D: vista posterior; E, F y G: vista lateral) (tomado de Piñeiro *et al.* 2003). Escalas: 1 cm.

LA TECTOSECUENCIA VOLCANOSEDIMENTARIA DE LA CUENCA NORTE DE URUGUAY

EDAD JURÁSICO – CRETÁCICO TEMPRANO

Héctor de Santa Ana y Gerardo Veroslavsky

LA CUENCA NORTE FORMA PARTE DE UNA EXTENSA ÁREA DE acumulación gondwánica que en nuestro territorio ocupa alrededor de 100.000 km^2 y preserva en sus sectores más profundos más de 2.500 metros de rocas sedimentarias y volcanosedimentarias. Éstas fueron depositadas bajo estilos estructurales diferentes a partir del Devónico hasta el Cretácico Tardío, conformando una sucesión de estratos genéticamente relacionados y limitados en techo y base por discordancias de alcance regional.

Sus registros se desarrollan, en su mayoría, al Norte del Río Negro (Fig. 1). De acuerdo con los antecedentes se asume que sus actuales límites son de naturaleza erosiva–estructural y que durante varios momentos abarcó áreas de sedimentación mucho mayores (de Santa Ana 1989).

El objetivo de este capítulo es abordar el origen y evolución de los registros jurásicos y eocretácicos de la Cuenca Norte, los que constituyen un conjunto de estratos de naturaleza ígnea y sedimentaria limitado en techo y base por discordancias erosivas, originados bajo un dominio tectónico extensivo. Esta extensión cortical se asocia al megaevento tectónico que desmembró el Gondwana Sudoccidental.

Los rasgos fundamentales de la tectosecuencia volcanosedimentaria de edad Jurásico – Cretácico Temprano, que supera los 1.400 metros de potencia, se definen aquí en base a la reinterpretación de datos e información de subsuelo recolectados en diferentes campañas de prospección de hidro-

carburos realizadas por la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP), a lo que se suman recientes estudios sobre las unidades litoestratigráficas.

Los antecedentes sobre las sedimentitas de la Formación Tacuarembó y las rocas magmáticas que se agrupan en las formaciones Arapey y Cuaró, son abordados respectivamente en los Capítulos IV y V, por lo que se obvian aquí consideraciones de detalle al respecto.

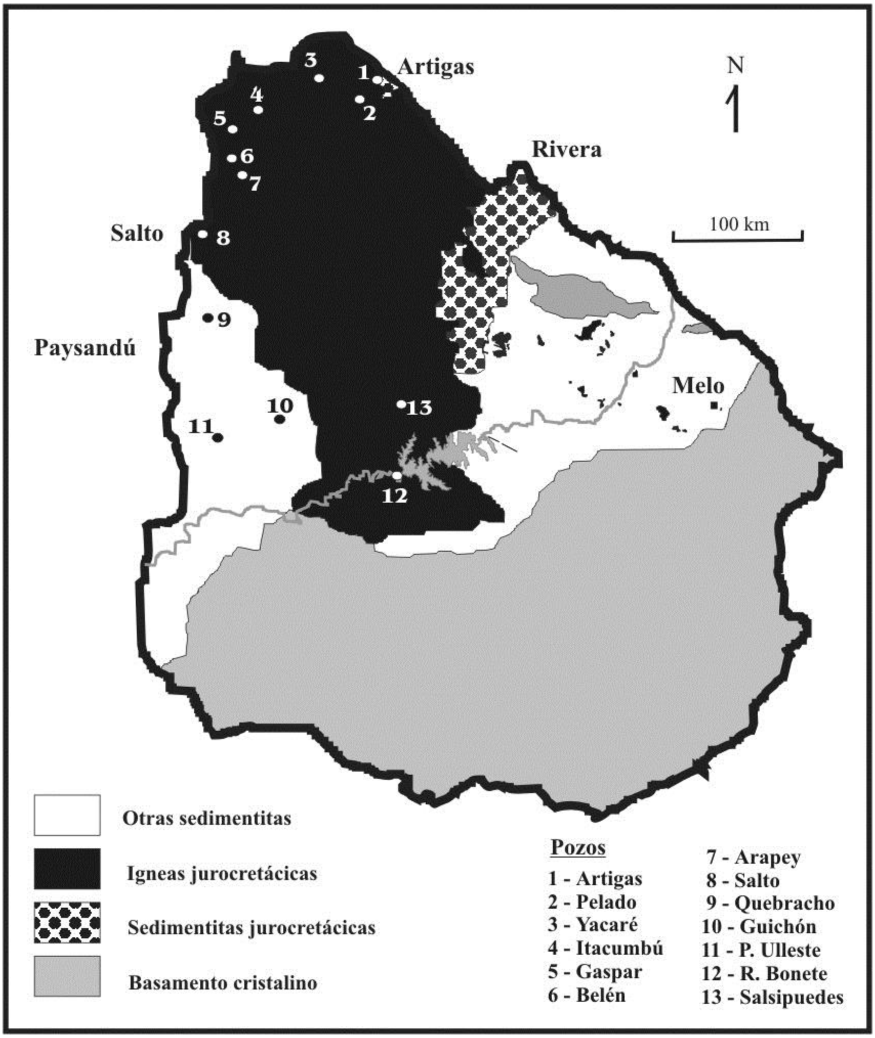


Figura 1 – *Mapa de la Cuenca Norte.*
Distribución en superficie de las rocas magmáticas y sedimentarias del Jurásico y Cretácico Temprano que integran la tectosecuencia volcanosedimentaria.

Se propone una nueva columna estratigráfica para el Jurásico y Cretácico Temprano de la Cuenca Norte (Fig. 2) que incluye la definición de dos nuevas unidades litoestratigráficas: las formaciones Gaspar e Itacumbú, definidas por de Santa Ana & Veroslavsky (2003).

LITOESTRATIGRAFÍA DE LA TECTOSECUENCIA VOLCANOSEDIMENTARIA

La distribución en superficie de las unidades sedimentarias e ígneas se muestra en la Fig. 1, mientras que la Fig. 3 presenta las potencias de las unidades que se observan en los principales pozos profundos de la cuenca.

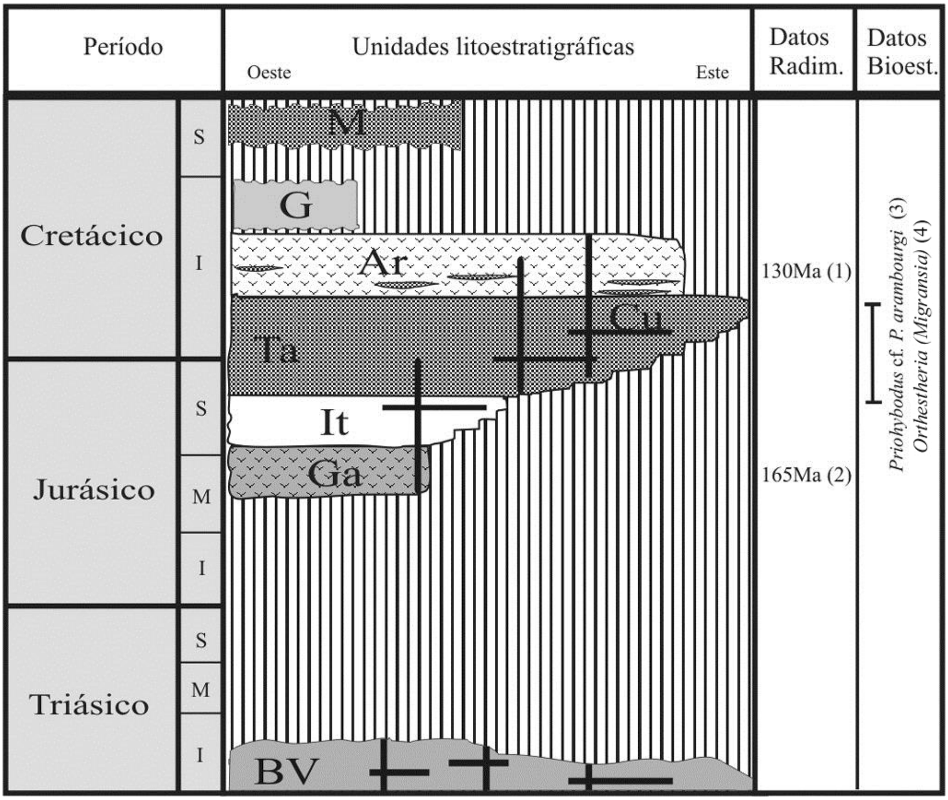


Figura 2 – *Columna estratigráfica de la Cuenca Norte.*

Referencias: BV = *Fm. Buena Vista;* Ga = *Fm. Gaspar;* It = *Fm. Itacumbú;* Ta = *Fm. Tacuarembó;* Cu = *Fm. Cuaró;* Ar = *Fm. Arapey;* G = *Fm. Guichón;* M = *Fm. Mercedes;* (1) *edad radimétrica promedio para la Fm. Arapey (*vide *Capítulo V);* (2) *edad radimétrica en este trabajo;* (3) *Perea* et al. *(2001);* (4) *Yanbin* et al. *(2004). La asignación temporal de las formaciones Guichón y Mercedes se debe a la propuesta de Goso & Perea en este libro.*

unidad pozo	Fm. Gaspar	Fm. Itacumbú	Formación Tacuarembó inf. sup.	Fm. Arapey	Formación Cuaró		Total tectose-se-cuencia
					Intrusivos asoc. (a)	Intrusivos no asoc. (b)	
Gaspar (NOG x-1)	147	248	322 (287) (35)	513	50	125	1405
Belén (NO9B x-1)	0	135	407 (355) (52)	460	5	300	1307
Itacumbú (NO10I x-1)	0	215	359 (325) (34)	421	5	340	1340
Yacaré (NO8Y x-1)	0	170	304 (304) (0)	421	5	290	1190
Pelado (NO7P x-1)	0	86	450 (414) (36)	234	0	311	1081
Artigas (NO2A x-1)	0	50	190	0	0	453	693
Salto (NO3S x-1)	0	90	195	955	0	0	1240
Quebracho (NO4Q x-1)	0	0	215	575	0	0	790
Salsipuedes (NO6S x-1)	0	0	0	210	0	0	210
Guichón (NO5G x-1)	0	0	0	545	0	0	545
Paso Ulleste	0	0	0	360	0	0	360
Rincón del Bonete	0	0	0	160	0	0	160

Figura 3 – *Potencia en metros de las unidades litoestratigráficas que integran la tectosecuencia volcanosedimentaria.*

Los espesores correspondientes a la Formación Cuaró han sido subdivididos en: a) *intrusivos asociados a las unidades que componen la tectosecuencia; y* b) *intrusivos asociados a las sedimentitas más antiguas de la cuenca.*

a) Formación Gaspar (Jurásico Medio)

Definición: Se reúne en la Formación Gaspar a basaltos subsuperficiales que suprayacen en discordancia a las sedimentitas arenosas de la Formación Buena Vista (Permo–Triásico) e infrayacen a la Formación Itacumbú.

Nombre y antecedentes: deriva del pozo Gaspar (NO1G x-1) donde la unidad se desarrolla entre los 1.143 a 1.290 metros de profundidad y constituye la sección de referencia. Estas litologías fueron anteriormente descriptas como diabasas (Ucha & de Santa Ana 1990), como basaltos porfíricos (Padula & Mingramm 1968) y definida formalmente por de Santa Ana & Veroslavsky

(2003). El arreglo vertical de estas rocas mostrando un patrón "en coladas" en los perfiles geofísicos de pozo, sumado a las características petrográficas observadas en el testigo corona y la edad Jurásico Superior – Cretácico Inferior de la Formación Tacuarembó (Perea *et al*. 2001) levantaron sospechas sobre la naturaleza de estas rocas. En consecuencia, a efectos de dilucidar el origen de las mismas, fueron realizados estudios micropetrográficos y radimétricos que se presentan a continuación.

Ubicación y distribución: Los basaltos están restringidos al sector noroccidental de la cuenca, alumbrados en el pozo Gaspar. Además, esta unidad ha sido correlacionada por la presencia de fuertes reflectores sísmicos de disposición horizontal a subhorizontal que aparecen sobre la Formación Buena Vista. Los basaltos de la Formación Gaspar se extienden en subsuperficie hacia el Oeste en la Cuenca Chacoparanense (*vide* Padula & Mingramm 1968).

Descripción: Consiste en la superposición de coladas basálticas a las que, hacia el tope, se intercalan niveles métricos de areniscas. En el pozo Gaspar se reconocieron 7 coladas con potencias que van desde los 50 a 4 metros (20 metros potencia media). Son basaltos masivos negros con tonos verdes y grises, de grano fino a grueso, con textura ofítica y porfírica con el desarrollo de fenocristales subhedrales y euhedrales de plagioclasas y piroxenos (Fig. 4). La matriz es muy fina a fina, compuesta por una pasta plagioclásica rica en óxidos de Fe y Ti, y que muestra productos de alteración de vidrio (Core Laboratories Inc., Texas, EE.UU.) (Fig. 4).

Límites: La unidad se apoya en discordancia sobre las sedimentitas de la Formación Buena Vista (Permo–Triásico) e infrayace a las areniscas de la Formación Itacumbú.

Edad y potencia: Los basaltos poseen una edad de 165 ± 8 millones de años (K/Ar, en plagioclasa, realizada por Core Laboratories Inc., Texas, EE.UU.) y alcanzan una potencia máxima de 147 metros en el pozo Gaspar.

Correlación: Se correlaciona con los basaltos y dacitas del interior del Lineamiento SaLAM (*vide* Rossello *et al*. 2000), con los basaltos profundos del *sin-rift* I de la Cuenca Punta del Este (Capítulo VIII), así como con los basaltos y diabasas jurásicos que aparecen en superficie y subsuperficie en la Cuenca Chacoparanense (provincias de Corrientes, Entre Ríos y Córdoba, Argentina; *vide* Padula & Mingramm 1968; Herbst & Santa Cruz 1985; Russo *et al*. 1979).

Origen: Se relaciona con la primera fase extensiva que operó en el Jurásico sobre los núcleos cratónicos gondwánicos, y el megaevento tectónico y policíclico que involucró desde la desagregación continental hasta la apertura del Oceáno Atlántico.

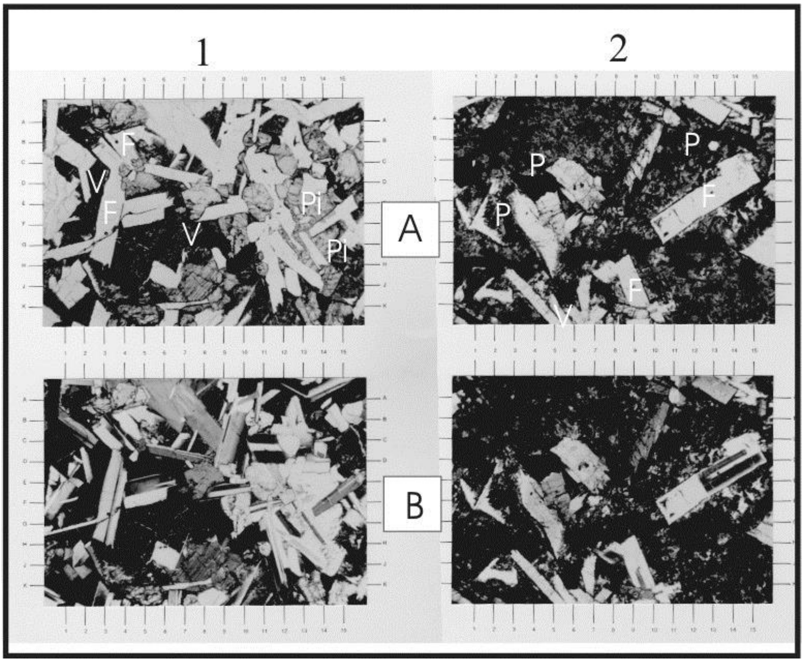


Figura 4 – *Fotografías microscópicas de dos láminas (*1 – 2*) del basalto correspondiente al testigo corona del pozo Gaspar.*

El basalto muestra textura ofítica con fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa con macla polisintética, subhedrales de clinopiroxenos y una pasta plagioclásica muy fina con óxidos de Fe-Ti y material de alteración vítrea ocupando espacios intersticiales. A = *luz natural,* B = *luz polarizada, aumento* x *30;* F = *plagioclasa;* P = *piroxeno;* Pi = *clinopiroxeno;* V = *material vítreo) (Core Laboratories, Texas, EE.UU.)*

b) Formación Itacumbú (Jurásico Tardío)

Definición: Constituye una sucesión de estratos de areniscas sublíticas y arcósicas, muy micáceas, grises, naranjas y marrones, a las que se intercalan estratos pelíticos y, ocasionales niveles arcillosos, margosos y carbonáticos. Esta unidad se desarrolla en subsuperficie. Se apoya sobre los basaltos de la Formación Gaspar y en discordancia erosiva sobre la Formación Buena Vista, mostrando hacia el tope relaciones de concordancia con la suprayacente Formación Tacuarembó.

Nombre y antecedentes: Deriva del pozo Itacumbú (NO10I x-1), situado en la Cuchilla de Itacumbú, al Oeste del departamento de Artigas. Las litologías que integran la unidad fueron originalmente descriptas por González & de Santa Ana (1998) en un estudio electrofaciológico que involucraba a un vasto paquete de sedimentitas continentales del sector noroccidental de la cuenca, atribuidas genéricamente al Triásico y Jurásico. Estos autores no establecieron correspondencias entre los distintos paquetes sedimentarios y las unidades litoestratigráficas consagradas para la Cuenca Norte ni las relaciones estructurales de las mismas. Otros antecedentes refieren a estos paquetes arenosos como pertenecientes a la Formación Tacuarembó (Padula & Mingramm 1968). Esta unidad fue definida por de Santa Ana & Veroslavsky (2003).

Ubicación y distribución: Esta sucesión se reconoce exclusivamente en subsuperficie, cortada por los pozos profundos localizados en el extremo noroccidental de la Cuenca Norte, en los departamentos de Salto y Artigas (Figs. 2 y 5).

Descripción: Estratos de areniscas sublíticas a subarcósicas, finas a medias, localmente gruesas y muy gruesas, muy micáceas, de tonalidades grises claros y marrones, subordinadamente naranjas, rojizas y verdosas, con estratificación dominantemente horizontal paralela y, subordinadamente, cruzada de pequeño porte. Los depósitos muestran un patrón de paleocorrientes polimodal. En general, las areniscas sublíticas y subarcósicas son subangulosas a angulosas, con abundantes micas que alcanzan tamaños arena media a gruesa (mayoritariamente muscovíticas), feldespatos y máficos.

En el pozo Itacumbú (sección de referencia), aparecen intercalados dos paquetes métricos de areniscas blanquecinas a naranjas, cuarzosas a cuarzo-feldespáticas, redondeadas y bien seleccionadas, con estratificación cruzada de alto ángulo creciente hacia el tope. Las paleocorrientes poseen una marcada tendencia NE (entre 845 a 830 metros y entre 870 a 865 metros). Las pelitas y arcilitas macizas y laminadas son rojizas y grises, a veces marrones, y se suceden intercaladas a los paquetes de areniscas que, en promedio, alcanzan y superan los 2 metros de potencia. Se observan niveles con grietas de desecación.

Las sedimentitas muestran un arreglo vertical dado por la superposición de ciclos métricos de tendencia variable, granodecrecientes a granocrecientes, que no superan los 20 metros y que rematan la mayoría de las veces en términos más finos y pelíticos. El conjunto muestra un grado de consolidación variable, de friable a muy tenaz.

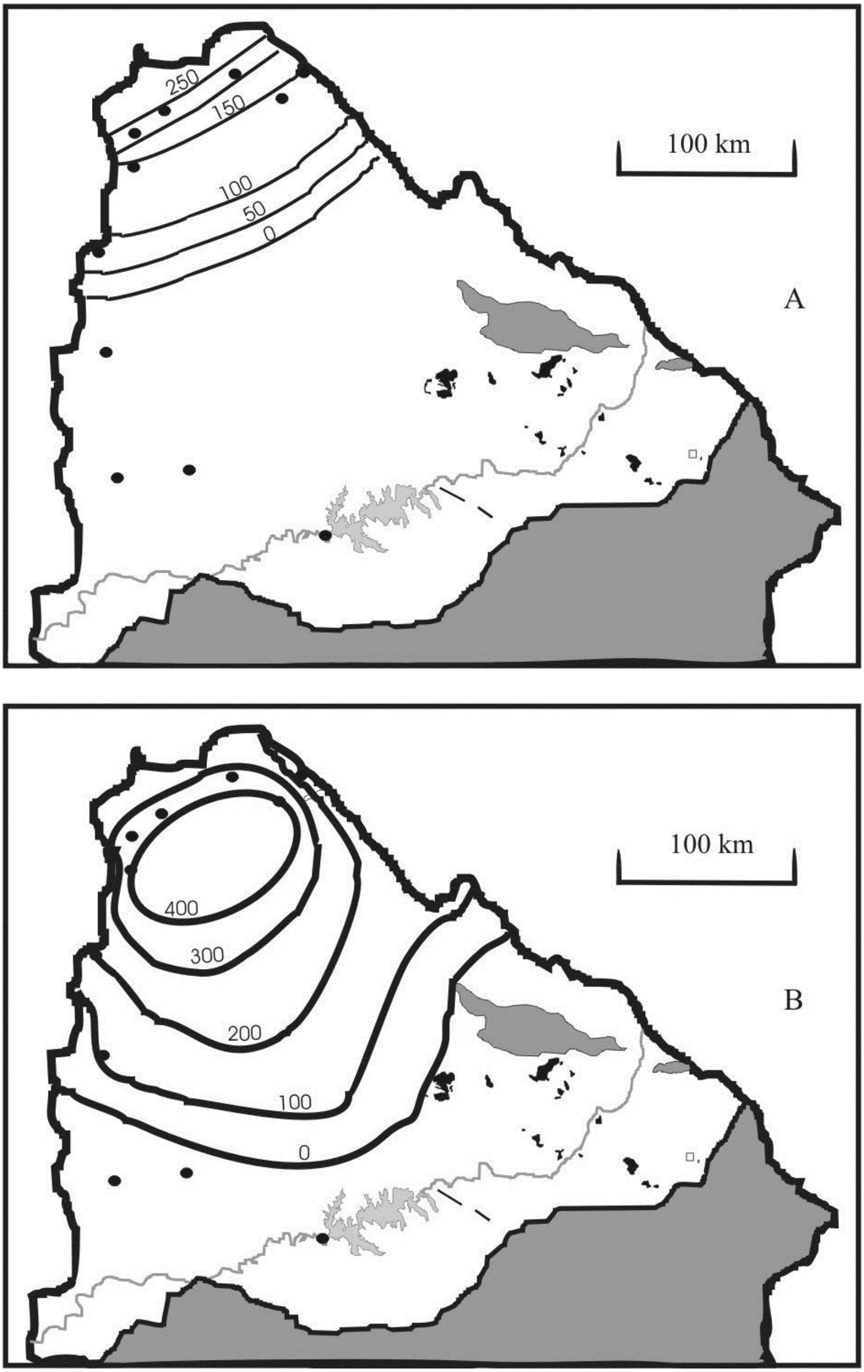


Figura 5 – *Mapa de Isópacas (curvas en metros) de las formaciones Itacumbú* (A) *y Tacuarembó* (B).
Se muestra la distribución geográfica de ambas unidades en la Cuenca Norte.

Límites: Suprayace en discordancia a la Formación Buena Vista y, en el pozo Gaspar, se apoya sobre los basaltos que se reúnen en la Formación Gaspar. Las relaciones discordantes con las sedimentitas de Buena Vista están marcadas por un fuerte contraste litológico que se verifica en el comportamiento diferente en las diagrafías, en particular los registros de radiactividad natural (*gamma ray*), resistividad y *dipmeter* (Fig. 6, pág. siguiente). Ese contraste se relaciona con las proporciones de matriz y el ángulo de buzamiento de las capas. Hacia el tope, las relaciones de contacto son concordantes con la Formación Tacuarembó, y en los perfiles geofísicos el límite está marcado por un cambio en la actividad y en los valores medios de radioactividad (Fig. 6). Nótese también en la Fig. 6 el comportamiento contrastante de las diagrafías de las formaciones Tacuarembó, Itacumbú y Buena Vista, lo que permite definir un criterio de correlación efectivo para estas unidades de subsuelo en la cuenca.

Potencia: Alcanza 220 metros en el pozo Itacumbú (entre 780 a 1.000 metros de profundidad) y 248 metros (potencia máxima) en el pozo Gaspar. Otros datos sobre las potencias que registra la unidad en el subsuelo se muestran en la Fig. 2.

Edad: Sus relaciones estratigráficas con los basaltos mesojurásicos y el pasaje concordante con la suprayacente Formación Tacuarembó, de edad Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Perea *et al*. 2001, Yanbin *et al*. 2004) permiten establecer una edad Jurásico Medio a Tardío para la depositación de esta unidad.

Correlación: Su distribución isopáquica (Fig. 5) muestra que la unidad se desarrolla en subsuperficie hacia el Oeste con un claro control depositacional NNE y encontrando sus equivalentes en las unidades arenosas descriptas para la geología de subsuperficie de la Cuenca Chacoparanense (*vide* Milani 1997, Chebli *et al*. 1989).

Origen: Se asocia a los espacios de acumulación generados por la distensión Jurásica que operó en la Cuenca Norte y permitió la actuación de procesos tractivos y suspensivos subácueos que controlaron la sedimentación. Esta sucesión es interpretada como el resultado de depósitos de ríos implantados en un sistema fluvial ligado a un cuerpo lacustre. El diseño de las paleocorrientes de la sucesión arenosa es de tipo polimodal, infiriéndose asociada a un nivel de base regional ubicado hacia el Oeste. Algunos paquetes métricos arenosos, bien seleccionados y finos, se interpretan como depósitos eólicos asociados a cuerpos de dunas.

c) Formación Tacuarembó (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano)

La Formación Tacuarembó se caracteriza por una sucesión de estratos de areniscas blanquecinas, bermejas y verdosas, cuarzo a cuarzo feldespáticas, de grano fino a medio, que presentan estratificaciones cruzadas y horizontales como uno de los atributos litológicos sobresalientes, a las que se intercalan paquetes de pelitas y arcillitas, laminadas a macizas, de coloraciones y espesores variables. Ocasionalmente, ocurren intercalaciones de niveles conglomerádicos arenosos con intraclastos de pelitas y areniscas. Los atributos electrofaciológicos de la Formación Tacuarembó se muestran en la Fig. 6.

Se adopta aquí el criterio litoestratigráfico propuesto por Bossi *et al.* (1975), es decir, la subdivisión de la Formación Tacuarembó en Miembro Inferior y Miembro Superior.

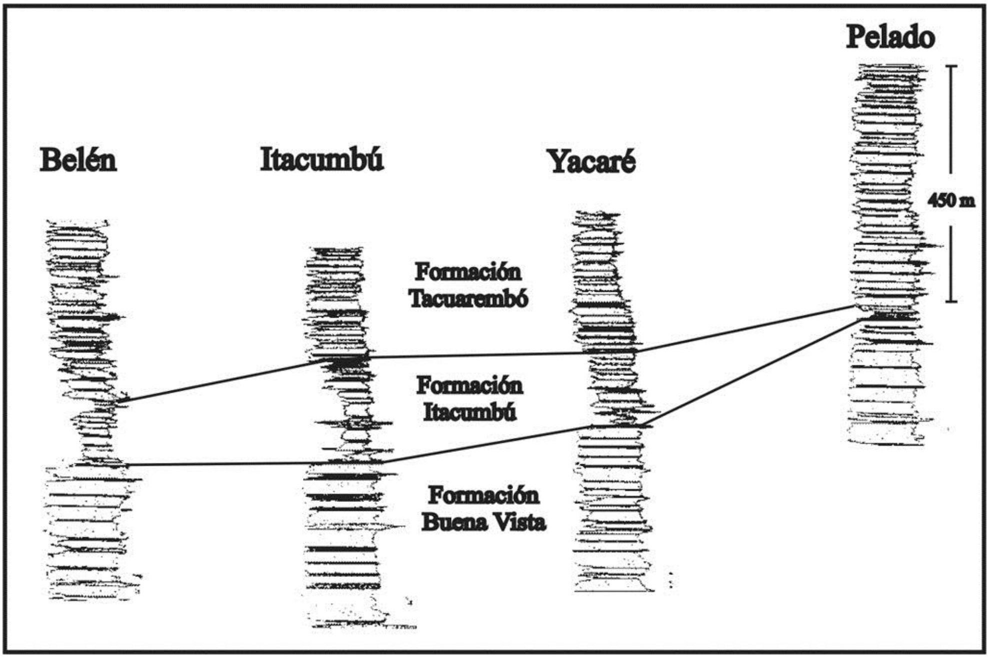


Figura 6 – *Caracterización de las unidades estratigráficas del subsuelo de la Cuenca Norte a partir de diagrafías.*

A pesar de las variaciones de potencia que registran las unidades en el subsuelo, en particular la Formación Itacumbú, las diagrafías revelan el "carácter" de las unidades permitiendo una buena correlación. Para la representación fueron eliminadas las diabasas.

La Formación Tacuarembó posee en superficie una configuración alargada en la dirección N-S, con 115 kilómetros de largo desde la ciudad de Rivera hasta el Sur de la localidad de Martinote y un ancho promedio de 35 kilómetros (Fig. 1). El límite oriental de la unidad está dado, de Norte a Sur, por los arroyos Ataques, Cuñapirú y Tacuarembó; el límite occidental está definido por la escarpa basáltica. La unidad se extiende por debajo de los basaltos como una cuña clástica que se ensancha hacia el Noroeste de la cuenca. El límite meridional de la unidad, de carácter depositacional, pasa al Norte de la ciudad de Paysandú, próximo a la región del río Queguay. La potencia que alcanza la unidad en diferentes perforaciones se muestra en la Fig. 3, y el mapa de isópacas de la misma se presenta en la Fig. 5.

El Miembro Inferior está constituido por areniscas de granulometría variable, predominantemente finas a medias, a veces muy finas o gruesas, cuarzosas, localmente subarcósicas (subordinadamente sublíticas), de tonalidades blanquecinas, bermejas y verdosas, apareciendo localmente algunas coloraciones violáceas. Presentan granos subangulosos a muy redondeados, un grado de selección variable (regular a muy bueno) y que cuando aparecen con matriz, en general, no supera el 15 % y es mayoritariamente de composición esmectítica.

Las areniscas del Miembro Inferior presentan estructuras sedimentarias cruzadas y horizontales de variados tipos: tabular planar, tabular tangencial y en artesas, de pequeño a gran porte, con láminas con ángulos de inclinación pequeños a alto; laminación y estratificación horizontal plano paralela a suavemente ondulada, a veces con láminas que muestran una ordenación granocreciente y granodecreciente y estructuras de canal (con intraclastos arcillosos y arenosos). Las pelitas y arcilitas presentan, en general, tonalidades más vivas, rojizas, violáceas y verdosas, macizas y laminadas, en ocasiones con estratificación deformada y grietas. Los contactos entre las pelitas y arcilitas y las areniscas son desde netos a graduales, observándose la mayoría de las veces acuñamientos laterales.

El Miembro Superior está caracterizado por areniscas finas a medias, marrones rojizas a rojizas, con buena a muy buena selección, fundamentalmente cuarzosas, con estratificación cruzada de gran porte y de alto ángulo, principalmente de tipo tabular planar a tangencial en la base, en *sets* que lateralmente se asocian a areniscas con estratificación horizontal plano-paralela y cruzadas de menor ángulo. Estas estructuras cruzadas de gran porte hacia el tope de la unidad son los atributos litológicos que permiten su definición e identificación en campo.

Los afloramientos más importantes que exhibe el Miembro Inferior son: alrededores de la ciudad de Tacuarembó (fosilíferos); Martinote (fosilífero); Cuchilla de Ombú; el Este de la ciudad de Rivera; y Tranqueras. Las mejores exposiciones del Miembro Superior son: ruta 30 a la altura de la denominada "Subida de Pena"; Oeste de la ciudad de Rivera; alrededores de la ciudad de Artigas (Alto de Artigas); y los de la estructura anticlinal de Paguero.

Las relaciones de contacto son: a la base, en discordancia erosiva con la Formación Buena Vista y concordante con la Formación Itacumbú, y hacia el techo, las areniscas aparecen intercaladas a las efusivas de Arapey y en discordancia con las sedimentitas cenozoicas.

No existen mayores controversias sobre el origen de esta sedimentación. En su parte inferior y media, la unidad ha sido depositada por sistemas fluviales entrelazados distales (Ferrando & Andreis 1986) los que a su vez se asocian a importantes cuerpos lacustres con eventos eólicos intercalados. Hacia el tope de la unidad, los depósitos eólicos se hacen cada vez más conspicuos. Las asociaciones de facies de la Formación Tacuarembó permiten distinguir tres grandes conjuntos genéticos: facies fluviales, facies fluviolacustres y facies eólicas.

Aspectos estratigráficos controversiales de la Formación Tacuarembó

Un tópico muy discutido sobre la Formación Tacuarembó ha sido su edad. El mismo se aborda con acierto en el Capítulo V, dados los nuevos hallazgos fosilíferos con significación bioestratigráfica, a lo que debe sumarse –como fue señalado– las relaciones estratigráficas de esta unidad con los basaltos jurásicos infrayacentes. Otro punto controvertido es la correlación litoestratigráfica de la formación con sus "equivalentes sedimentarios" de las cuencas Chacoparanense y Paraná (*vide* Russo *et al*. 1979; Sprechmann *et al*. 1981; Ferrando & Andreis 1986; Milani 1997). Este aspecto, al igual que la edad de la unidad, ha estado muy influenciado por la evolución de los conocimientos de la columna estratigráfica y paleontológica de Brasil. Sin embargo, se aborda aquí un asunto no menos controversial, como lo ha sido en los últimos años las distintas propuestas de subdivisión de la unidad.

La división tripartita de la Formación Tacuarembó propuesta en sucesivos trabajos (*vide* Ferrando & Andreis 1986; Ferrando *et al*. 1987; Bossi & Navarro 1988; Bossi & Ferrando 2001) no se entiende justificada desde el punto de vista litoestratigráfico, ya que resulta poco operativa en el mapeo

geológico, e induce a interpretaciones erradas sobre la distribución espacial de la unidad en la cuenca. Esto último tiene una importante significación en áreas aplicadas del conocimiento, en particular, en el campo de la hidrogeología.

El reconocimiento de un episodio eólico en Cuchilla de Ombú no justifica la creación de una nueva unidad litoestratigráfica. En esa localidad se reconoce un evento eólico de orden métrico asociado lateralmente a las facies fluviales de la base de la Formación Tacuarembó. Este episodio no tiene una significación estratigráfica a nivel de cuenca tal como lo definieron Ferrando & Andreis (1986).

En ese sentido, las eolianitas de Cuchilla de Ombú no son correlacionables con las que afloran en los cerros Pesiguero y Conventos del departamento de Cerro Largo. Falconer (1931, 1937) consideró a las sedimentitas eólicas del departamento de Cerro Largo como una facies de las "Areniscas de Buena Vista". Elizalde *et al*. (1970) reconocieron el pasaje concordante con las sedimentitas infrayacentes de la Formación Yaguarí pero, sin embargo, las agruparon en la Formación Tacuarembó. En recientes relevamientos hemos verificado que las sedimentitas eólicas de Pesiguero y Conventos conforman una íntima asociación de facies con las sedimentitas rojas de la Formación Buena Vista (Permo–Triásica). Se trata pues de eventos eólicos de cuencas sedimentarias diferentes, con historias evolutivas y estilos estructurales muy distintas.

Asimismo, las eolianitas de Cuchilla de Ombú no son correlacionables, por sus atributos litológicos, con las denominadas "Areniscas de San Jorge" de Lambert (1939) que afloran en el departamento de Durazno. Esta unidad informal, consiste de intercalaciones métricas de ortoconglomerados polimícticos, areniscas sabulíticas a finas con estratificación en artesa de mediano a gran porte y pelitas, sucesión litológica donde predominan las tonalidades rojas a rojizas. Estos términos corresponden a depósitos aluviales y fluviales, con paleocorrientes hacia el N y NE, y representan las facies proximales sintectónicas de la sedimentación permotriásica correspondiente a la Formación Buena Vista.

Todo lo anterior tiene una obvia connotación al momento de la elaboración de las reconstrucciones paleogeológicas y paleogeográficas de las unidades de la Cuenca Norte. Pero sin duda trae consigo también una fuerte implicancia en geología aplicada. Por ejemplo, la definición del límite deposicional Sur de la Formación Tacuarembó (Fig. 5 B) determina el fin del "acuífero Tacuarembó" en la latitud próxima al río Queguay, habiéndose ve-

rificado esa problemática en los pozos uruguayos y argentinos, y en el área de recarga del acuífero.

Por último, no se considera conveniente elevar el rango litoestratigráfico del Miembro Superior de la Formación Tacuarembó a formación como lo propusieron Ferrando *et al*. (1987), criterio que ha sido seguido por otros autores. Las areniscas con estratificación cruzada de gran porte que se desarrollan hacia el tope de la Formación Tacuarembó presentan un carácter discontinuo o, al menos, sin una expresiva continuidad horizontal en la Cuenca Norte. Esta facies de areniscas con estratificación cruzada de gran porte, que representan depósitos eólicos duneiformes, pasan lateralmente a otras facies de la Formación Tacuarembó y no siempre resulta fácil en campo la posibilidad de separación en Miembros. Un ejemplo válido de lo anterior lo constituye el Cerro Batoví Dorado, donde se señala el contacto nítido y concordante entre el Miembro Inferior y Superior (o Formación "Tacuarembó" y Formación Rivera). Sin embargo, los atributos litológicos y estructurales de la porción inferior y superior del cerro son similares, difiriendo tan solo en el grado de consolidación (por fuerte silicificación) de la parte inferior y superior. Vale la pena recordar que así lo señaló Falconer (1937) en ese accidente geográfico, para ejemplificar su división en areniscas "duras" y "blandas".

En la propuesta de elevar la jerarquía litoestratigráfica del Miembro Superior de la Formación Tacuarembó existe una fuerte connotación genética (la identificación de depósitos eólicos), lo que en sí mismo no debe ser considerado a la hora de la definición de una unidad litoestratigráfica. Pero debe reconocerse además que la subdivisión de la Formación Tacuarembó muestra una fuerte influencia de la subdivisión litoestratigráfica de las sucesiones mesozoicas de la Cuenca Paraná, como lo demuestran los rápidos intentos de correlación litoestratigráfica entre las unidades brasileñas y uruguayas (*vide* Capítulo V). Operativamente, hemos verificado que algunos de los mapeos que han utilizado el criterio tripartito no resisten a veces la verificación en campo, denotando una fuerte influencia genético-interpretativa para delinear las curvas de la unidad en la fotointerpretación geológica.

d) Formación Cuaró (Jurásico – Cretácico Temprano)

La Formación Cuaró reúne toda la actividad filoniana de naturaleza basáltica relacionada con el magmatismo Jurásico y Cretácico presente en la Cuenca Norte. Esta unidad fue formalmente definida por Preciozzi *et al*. (1985) basándose en el criterio establecido por Bossi *et al*. (1975). Reúne los diques y filones capa que muestran diversas geometrías de emplazamiento y

controles estructurales próximos a las direcciones ONO y O-E, que se conjugan e intersectan con fallas transversales y estructuras con direcciones N-S a NNE. En su mayoría, estas direcciones preferenciales de ruptura y fallamiento responden a antiguas debilidades estructurales del basamento cratónico tal como lo destacan Bossi & Schipilov (1998), lo que se verifica muy particularmente en el subsuelo del extremo noroccidental de la Cuenca Norte.

En superficie, las relaciones entre los *trends* ONO y N-S se observan en el control del emplazamiento de varios sistemas diques–filones–*sills*. Por ejemplo, en Paso de los Novillos y Cuaró (Bossi & Schipilov 1998), en el Cerro La Pedrera al Este de Melo, en la región de Ramón Trigo, en el arroyo Yaguarí y en el valle del arroyo Fraile Muerto (*vide* mapas geoestructurales de detalle, ANCAP 1981).

Las dataciones radimétricas (Ar/Ar) de filones del Departamento de Durazno y *sills* del Departamento de Tacuarembó indican edades en torno a los 132 millones de años (Bossi & Ferrando 2001). Se presentan aquí dos nuevas edades radimétricas para los filones capa de composición basáltica de la Formación Cuaró:

(i) sobre testigo corona de diabasa extraída entre los 1.995 a 2.000 metros de profundidad del pozo Gaspar, mostró una edad de 121 ± 6 millones de años (K/Ar en plagioclasa en Core Laboratories Inc., Texas, EE. UU.);
(ii) sobre testigo corona de una diabasa extraída a los 1.964 metros de profundidad en el pozo Pelado, arrojó una edad de 131.8 ± 6.4 millones de años (K/Ar en plagioclasa en Laboratorio Cenpes, Petrobras, Rio de Janeiro, Brasil).

e) Formación Arapey (Cretácico Temprano, Neocomiense)

Las rocas efusivas de composición basáltica que ocupan algo más de 40.000 km^2 en la Cuenca Norte se reúnen en la Formación Arapey. Son basaltos de naturaleza tholeítica que se disponen en coladas y sus características petrográficas y geoquímicas se abordan en el Capítulo IV.

Las sucesivas coladas que recortan los pozos profundos de la Cuenca Norte (Fig. 7) se han logrado separar a partir del estudio de los registros de radiactividad natural (*gamma ray)*, litodensidad, resistividad y velocidad de penetración de los perfiles así como el análisis de los testigos corona y descripciones de pozo. De una forma general, varios autores admiten la posibilidad de separar o individualizar cada colada en función de la estructura vertical triparti-

ta. De base a tope, lajosas a laminares, macizas (en la porción media), y vacuolar y/o brechoide. Esta estructuración interna muestra buena correspondencia con el comportamiento de los registros geofísicos de los pozos y presenta buena correlación con los tiempos de penetración en la perforación.

Pozos	lavas (m)	número de coladas	potencia máxima (m)	potencia mínima (m)	potencia promedio (m)
Gaspar (NOG x-1)	513	10	70	20	51.3
Belén (NO9B x-1)	460	9	70	30	51.1
Itacumbú (NO10I x-1)	421	10	65	20	42.1
Yacaré (NO8Y x-1)	421	9	80	15	46.7
Pelado (NO7P x-1)	234	5	65	30	46.8
Salto (NO3S x-1)	955	22	65	19	43.4
Quebracho (NO4Q x-1)	575	10	80	30	57.5
Guichón (NO5G x-1)	450	10	105	10	45.0
Salsipuedes	210	8	35	20	26.3

Figura 7 – *Datos de potencia de lavas de Arapey y número de coladas.*
Están calculados a partir de las perforaciones profundas de la Cuenca Norte.

El mapa de isópacas de la Formación Arapey (Fig. 8 A) muestra la configuración de la unidad en superficie y subsuelo, evidenciando un engrosamiento hacia el Oeste. La Fig. 8 B integra todo el magmatismo juroeocretácico de la Cuenca Norte (formaciones Cuaró, Arapey y Gaspar) mostrando al "depocentro magmático" situado en el sector noroccidental de la Cuenca Norte y con un fuerte control NNE.

TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

La discordancia que define la base de la tectosecuencia juroeocretácica está asociada al paulatino ascenso generalizado de los antiguos núcleos cratónicos gondwánicos, que se constata desde finales del Pérmico hasta buena parte del Triásico (de Santa Ana 1989; França *et al*. 1995). Este levantamiento se relaciona con los esfuerzos compresivos que operaron en el margen occidental del Gondwana (Orogenia Ventania), los que además de plegar fuertemente a las sedimentitas paleozoicas y eotriásicas en el Sur de la provincia de Buenos Aires, afectaron suavemente el basamento y las unidades sedimentarias prejurásicas de la Cuenca Norte (de Santa Ana *et al*. 2001).

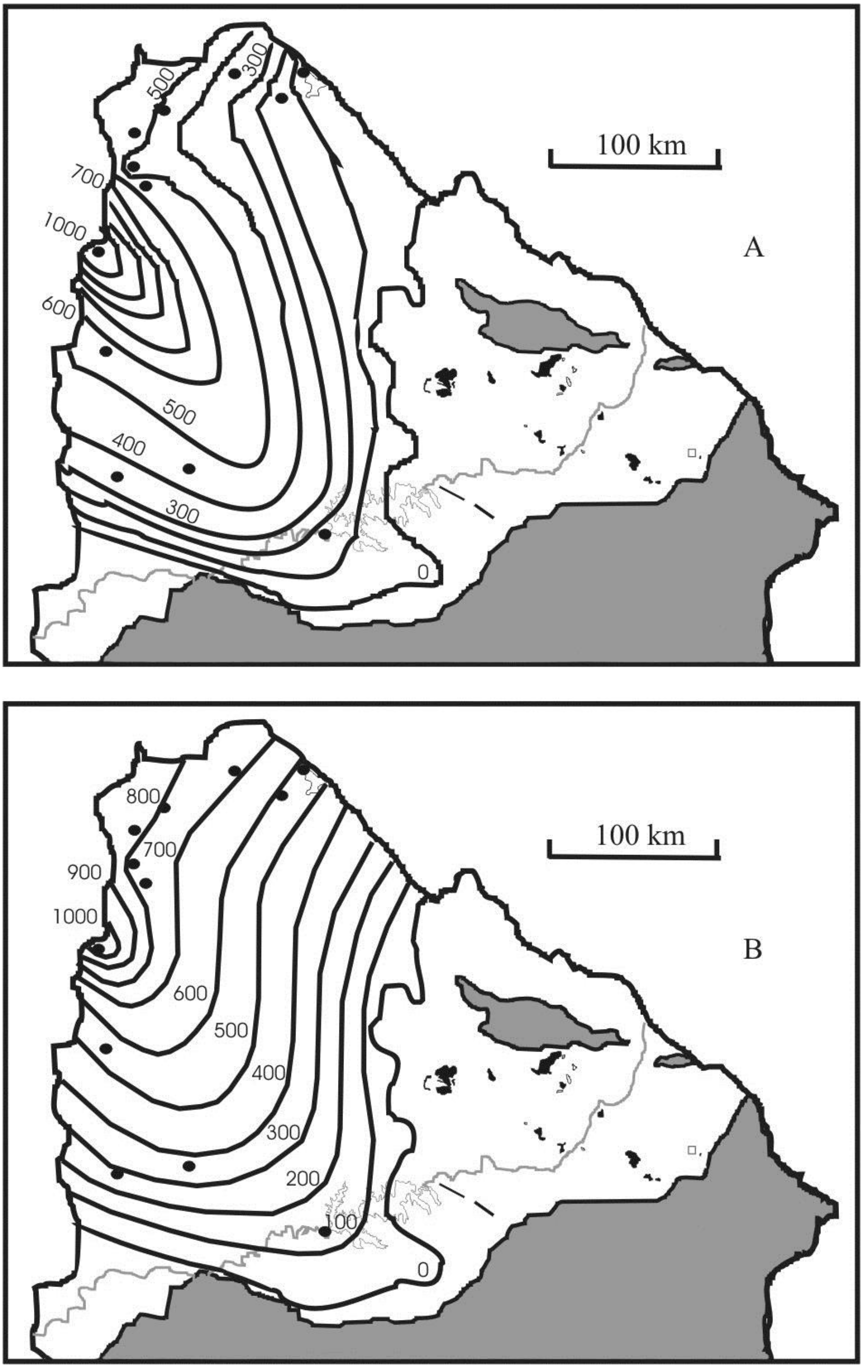


Figura 8 – A: *mapa isopáquico de la Formación Arapey;* B: *mapa isopáquico reuniendo todo el magmatismo jurocretácico de la Cuenca Norte (formaciones Gaspar, Arapey y Cuaró).*

La discordancia eotriásica posee un alcance regional y puede verificarse en las columnas estratigráficas de varias cuencas fanerozoicas de la región austral del continente sudamericano (França *et al*. 1995).

La reactivación a la que se asocian los registros jurásicos y eocretácicos de la Cuenca Norte está vinculada, como fue señalado, al proceso de *rifting* del Atlántico Sur. En la región austral de Sud-América y, particularmente, en el dominio geográfico definido al Sur de la dorsal de Walvis–Rio Grande, este megaevento extensional, policíclico y de larga duración, mostró reactivaciones durante el Triásico, Jurásico y Cretácico (Uliana & Biddle 1988; Uliana *et al*. 1989). La reactivación extensiva cesó aproximadamente durante el Aptiense–Albiense para pasar a un régimen compresivo que transcurre hasta la actualidad.

En la Cuenca Norte, evidencias estratigráficas de una primera fase extensiva asociada a la tectosecuencia juroeocretácica están representadas por los basaltos de 165 millones de años reunidos en la Formación Gaspar (Fig. 9). Este evento efusivo encuentra sus equivalentes en la Cuenca Chacoparanense (*vide* Russo *et al*. 1979), en la fase *sinrift* I de la Cuenca Punta del Este (Capítulo VIII) y en los estadios evolutivos iniciales del SaLAM (Rossello *et al*. 2000). Como resultado de esta primera fase extensiva en la Cuenca Norte se generan nuevos espacios de sedimentación que propiciaron la depositación de la Formación Itacumbú y luego la Formación Tacuarembó (Fig. 9).

El mapa de la Fig. 5A muestra que la sedimentación "Itacumbú" está controlada por la dirección NE.

Posteriormente se sucede la sedimentación "Tacuarembó", la que pasó a ocupar un dominio geográfico más amplio que el de la Formación Itacumbú (Figs. 5 y 9). De una forma general, se observa que la sedimentación fluvio-lacustre, con episodios eólicos asociados, gradualmente sobrepasó el control de los fuertes lineamientos estructurales NO, definidos en la Fig. 10.

Concomitante a la sedimentación "Tacuarembó", hacia el Neocomiense, se produce la segunda y más importante fase de reactivación extensiva en la Cuenca Norte. Es pertinente remarcar que la reactivación del basamento y la salida de importantes volúmenes de lava se procesó a través de antiguas zonas de debilidad cortical que se reconocen en el basamento cratónico antiguo. En ese sentido es de resaltar las direcciones estructurales ONO a E-O y NS a NE que se observan en la Cuenca.

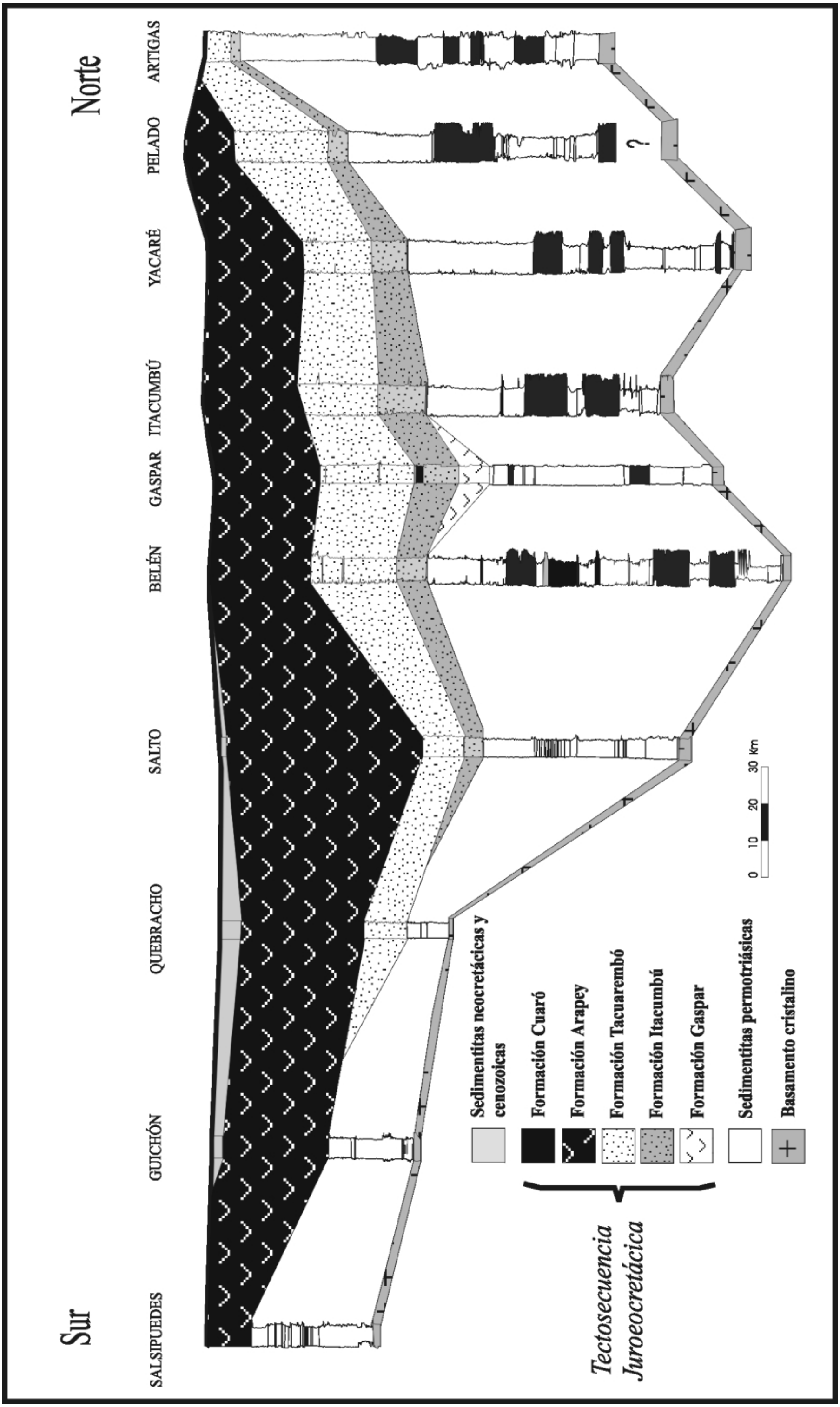


Figura 9 – *Distribución de las unidades litoestratigráficas en el subsuelo de la Cuenca Norte.*

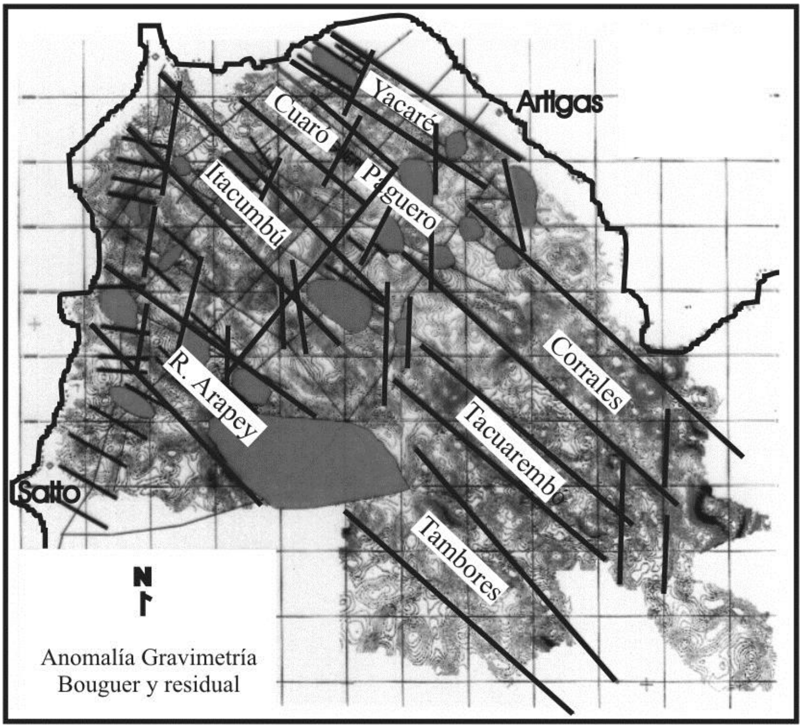


Figura 10 – *Principales controles estructurales que operaron durante la evolución Mesozoica en la Cuenca Norte.*
De Santa Ana et al. *(2001) muestran que las anomalías gravimétricas Bouguer y residual presentan máximos (altos) de formas más estrechas y agudas que los mínimos (bajos), lo que conforma un conjunto de máximos alineados y dispuestos a lo largo de direcciones preferenciales NO-SE materializados en altos subelipsoidales (señalados en tonos grises).*

Durante la reactivación del basamento en la Cuenca Norte, la emisión más efectiva del magmatismo fue controlada, preferencialmente, por la intersección de los lineamientos ONO y las fallas meridionales, estas últimas más susceptibles a abrirse frente al campo de esfuerzo regional imperante durante el Cretácico Temprano (extensión E-O).

Regionalmente, la respuesta a este patrón estructural frente al campo de esfuerzo regional, condicionó el desarrollo de áreas de mayor subsidencia con la disposición submeridional de estrechas y profundas fosas temporoespacialmente asociados a la dirección de apertura atlántica (*vide* Uliana *et al*. 1989; Rossello & Mozetic 1999). Por ejemplo, en la Cuenca Chacoparanense la distribución de los principales depocentros jurocretácicos acompaña, en forma aproximada, el actual curso del río Paraná (*vide* Pezzi & Mozetic

1989). Según Rossello & Mozetic (1999) esos depocentros volcanosedimentarios jurocretácicos podrían expresar una extensión localizada intracontinental abortada hacia finales del Cretácico reconociendo a su vez rasgos transcurrentes a lo largo de los depocentros.

En la Cuenca Norte, los lineamientos de dirección general NO a ONO constituyeron extensos corredores definidos, de norte a sur, por los lineamientos: Cuaró–Paguero–Corrales; Itacumbú–Tacuarembó; y Tambores–Río Arapey (Fig. 10). La mayor subsidencia mecánica se concentró en el extremo noroccidental de la cuenca como lo demuestran los datos aportados aquí en las Figs. 10 y 11. Del mismo modo, se comprueba también que el área de desarrollo de la actividad filoniana (Fig. 11), asociado a un comportamiento diferencial del basamento cristalino, aportó significativamente al incremento de la subsidencia mecánica y a la configuración estructural de la Cuenca Norte.

La subsidencia mecánica regional en la Cuenca Norte cesó aproximadamente durante el Aptiense–Albiense y dio paso a una subsidencia flexural que se materializó en la discordancia erosiva que define el tope de la tectosecuencia juroeocretácica.

Por otra parte, el emplazamiento de los intrusivos de la Formación Cuaró en las sedimentitas premesozoicas de la Cuenca Norte (particularmente en la Formación Mangrullo, de edad Pérmico) indica que una importante cubierta sedimentaria fue denudada durante el Mesozoico y, seguramente, el Cenozoico.

Estos intensos procesos de erosión que afectaron a esa cubierta sedimentaria en la Cuenca Norte nos llevan necesariamente a admitir un levantamiento paulatino y generalizado de todo el sector oriental del territorio uruguayo asociado a la tectónica compresiva que operó en la Placa Sudamericana desde el Cretácico Superior hasta el presente.

Es en ese contexto que se observa la reactivación recurrente y relativamente reciente de las antiguas direcciones NS y NE del basamento cratónico. Esto es puesto en evidencia, por ejemplo, en el notable control estructural de la red de drenaje en varios cursos de agua de los departamentos de Cerro Largo, Rivera y Tacuarembó. Al respecto pueden citarse los arroyos Chuy, Caraguatá, Yaguarí, de los Molles y los ríos Negro (entre Paso Aguiar y Paso Mazangano) y Tacuarembó.

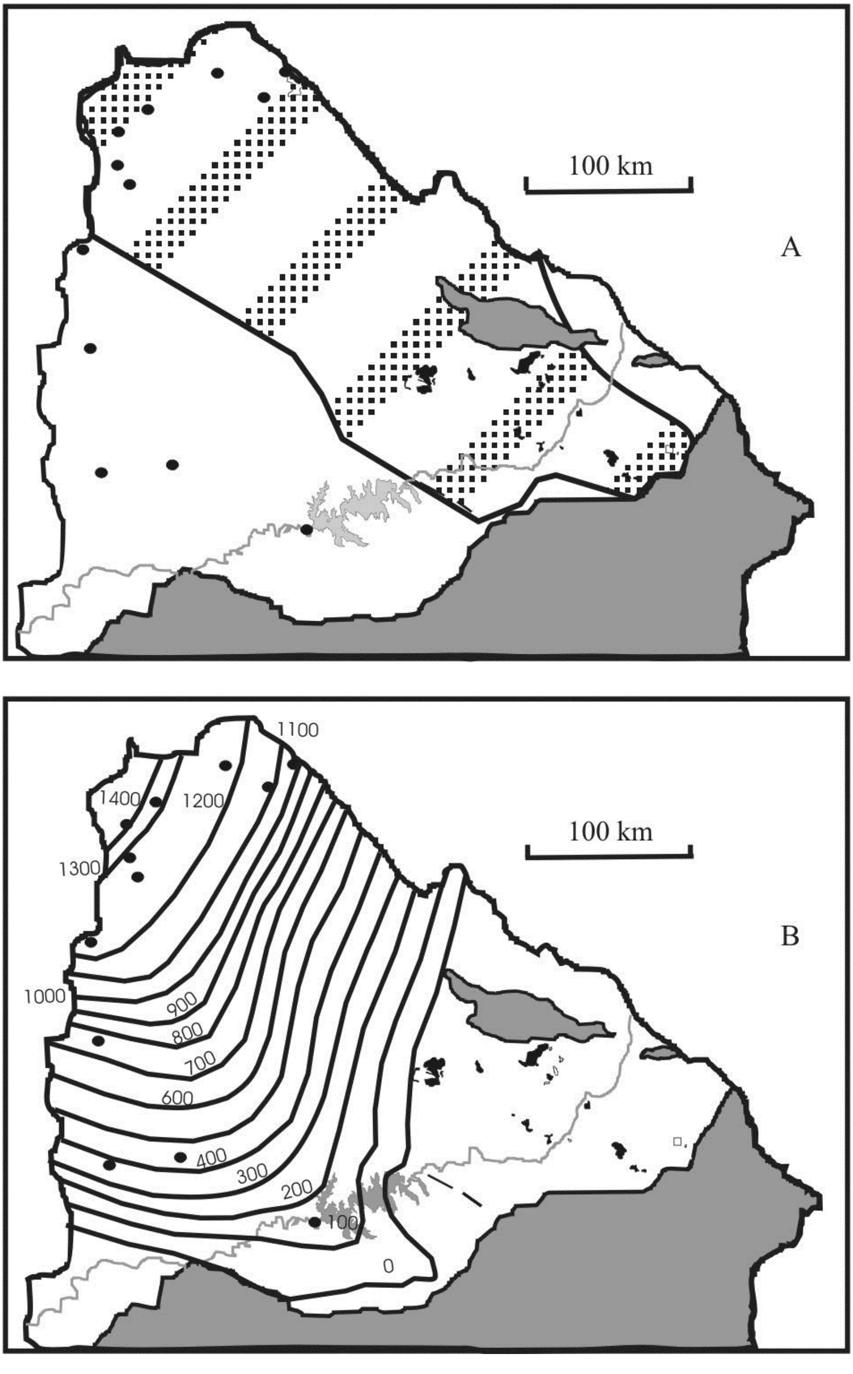


Figura 11 – A: *desarrollo de la actividad filoniana (Formación Cuaró) representado por la traza punteada en diagonal;* B: *mapa de isópacas de la tectosecuencia (Jurásico–Cretácico Temprano).*

Bibliografía

ANCAP (1981): *Evaluación de yacimientos de lutitas pirobituminosas del Uruguay: área Fraile Muerto Cuchilla Pereira y Yaguarí*. División Planificación y Desarrollo. Inédito, 17pp.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. 469pp.

Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*. Edición Geo-editores SRL (CD-ROM).Montevideo.

Bossi J, Ferrando LA, Fernandez A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña J (eds.) (1975): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000*. Montevideo.

Bossi J & Navarro R (1988): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. 967pp.

Bossi J & Schipilov A (1998): *Rocas ígneas básicas del Uruguay. Volumen I*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República. Montevideo. 245pp.

Chebli G, Tofalo O & Turzini G (1989): *Mesopotamia*, pp.79-100 de: Chebli G & Spaletti L (eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Serie Correlación Geológica. Tucumán.

de Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte del Uruguay*. Boletín Técnico Arpel 18 (4): 319-339.

de Santa Ana H (2002): *Análise tectonoestratigráfica das seqüencias permotriássica e juro-cretácea da Bacia Chacoparanense – Uruguai (vol I.)*. Qualificação, Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Brasil. 182pp.

de Santa Ana H, Rossello E, Fulfaro VJ & Veroslavsky G (2001): *Evidencias de deformación compresiva permotriásica en la Cuenca Norte (Uruguay)*. XI Congreso Latinoamericano de Geología – III Congreso Uruguayo de Geología (CD-Rom), noviembre. Montevideo.

de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003): *La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuena Norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano*, pp. 51-74 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico.* DIRAC, Montevideo.

Elizalde G, Eugui W, Verdesio J, Stapff M & Tellechea J (1970): *Carta geológica del Uruguay a escala 1/100.000.3 segmento Aceguá sector XXX*. Boletín Nº 3 Dpto. de Publicaciones Universidad de la República. p. 1-127. Montevideo, Uruguay.

Falconer JD (1931): *Memoria explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Departamento de Cerro Largo (Formación Gondwana)*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones Nº 12: 1-22

Falconer JD (1937): *La Formación Gondwana en el Nordeste del Uruguay con especial referencia a los terrenos eogondwánicos*. Instituto de Geología y Perforaciones Nº 23: 1-113

Ferrando L & Andreis RR (1986): *Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay*. 1er Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos, ARPEL. Buenos Aires. Actas: 295-323.

Ferrando L, Andreis RR & Montaña J (1987): *Estratigrafía del Triásico–Jurásico uruguayo en la Cuenca de Paraná*. III Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. SBG. Atas v.1: 373-378.

França AB, Milani EJ, Schneider RL, López-Paulsen O, López JM, Suárez-Soruco R, de Santa Ana H, Weins F, Ferreiro O, Rossello EA, Bianucci EH, Aramayo-Flores RF, Vistalli MC, Fernández-Seveso FA, Fuenzalida RP & Muñoz N (1995): *Phanerozoic correlation in Southern South America*, pp.129-161 de: Tankard AJ, Suárez-Soruco R & Welsink HJ (eds): *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir N° 62. Tulsa.

González S & de Santa Ana H (1998): *Caracterización de la secuencia Eomesozoica continental en la región noroccidental de la Cuenca Norte (Uruguay)*. Actas 2º Congreso Uruguayo de Geología pp. 43-48. Punta del Este.

Herbst R & Santa Cruz JN (1985): *Mapa litoestratigráfico de la Provincia de Corrientes*. Revista D´Orbignyana Nº2: 1-51.

Lambert R (1939): *Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del Departamento de Durazno*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones Nº 25: 1-37.

Milani EJ (1997): *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 225pp.

Padula E & Mingramm A (1968): *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la Llanura Chaco-paranense*. 3as Jornadas Geológicas Argentinas, t.I: 291-331. Buenos Aires.

Perea D, Ubilla M, Rojas A & Goso C (2001): *The west Gondwanan occurrence of the hybodontid shark* Priohybodus *and the Late Jurassic – Early Cretaceous age of Tacuarembó Formation Uruguay*. Paleontology 44: 1227-1235.

Pezzi E & Mozetic M (1989): *Cuencas sedimentarias de la región Chacoparanense*, pp.65-78 de: Chebli G & Spalleti L (eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas*, Serie Correlación Geológica N° 6. Tucumán.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta geológica del Uruguay (1:500.000)*. DINAMIGE. Montevideo.

Rossello E & Mozetic M (1999): *Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro–oeste argentino*. 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil - Boletim. UNESP vol 1: 107-113. Serra Negra, Brasil.

Rossello E, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2000): *El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica*. Revista Brasileira de Geociências v. 30 (4): 749-756.

Russo A, Ferello R & Chebli G (1979): *Llanura Chaco Pampeana*, en: *Geología regional argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, vol I: 139-183.

Sprechmann P, Bossi J & Da Silva J (1981): *Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay*, pp.239-270 de Volkheimer W & Musacchio EA (eds.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico v.1. Buenos Aires.

Ucha N & de Santa Ana H (1990): *Evaluación del potencial hidrocarburífero del sector norccidental de la Cuenca Norte uruguaya*. División Investigación y Desarrollo, ANCAP. Montevideo. 140pp

Uliana MA & Biddle KT (1988): *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America*. Revista Brasileira de Geociências 18 (2): 172-190.

Uliana M, Biddle KT & Cerdan J (1989): *Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins*, pp.599-614 de: Tankard AD & Balkwill HR (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association Petroleum Geologists Memoir nº 46.

Yanbin S, Gallego O & Martinez S (2004): *The conchostracan subgenus* Orthestheria *(*Migransia*) from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic–?Early Cretaceous, Uruguay) with notes on its geological age*. Journal of South American Earth Sciences, 16 (7): 631-638.

Zalan PV, Wolff S, Astolfi MM, Vieira IS, Conceição JC, Appi VT, Neto EV, Cerqueira J & Marques A (1990): *The Paraná Basin Brazil*, pp. 681-708 de: Leighton MW, Kolata DR, Oltz DF & Eidel JJ (eds.): *Interior cratonic basins*. AAPG Memoir N°51.

EL MAGMATISMO MESOZOICO EN URUGUAY Y SUS RECURSOS MINERALES

Rossana Muzio

EL ESTUDIO DEL MAGMATISMO MESOZOICO HA SUSCITADO, históricamente, un elevado interés en la comunidad científica nacional e internacional por su íntima relación con los procesos de fragmentación del supercontinente Gondwana y con la apertura del océano Atlántico Sur. En este sentido, junto con otros países de la porción meridional de Sud-América, Uruguay ocupa una posición de privilegio en términos de áreas expuestas de las diferentes litologías, contando además con numerosos sondeos profundos que, habiendo sido efectuados para la prospección de petróleo en diferentes cuencas, terminaron por revelar mayores detalles sobre la naturaleza del magmatismo.

Gracias a los importantes avances generados en las últimas décadas en las áreas de la geoquímica, geología isotópica y geocronología, se lograron resolver grandes controversias ligadas a este magmatismo, fundamentalmente en aspectos genéticos y cronoestratigráficos. Por ejemplo: las "efusivas de Serra Geral" fueron durante la primera mitad del siglo XX posicionadas en el Triásico Superior – Jurásico Inferior; el magmatismo hipoabisal de Valle Chico, cuya edad hasta hace pocos años fue considerada por algunos autores como Cámbrico, se asigna al Neocomiense.

En Uruguay, desde el trabajo pionero de Karl Walther en 1927 hasta la presente síntesis, diversos equipos de investigación integrados por geólogos nacionales y extranjeros han producido avances sustanciales en los diversos campos de estudio, desde la cartografía regional y de detalle, delimitación y definición de diferentes unidades, aspectos tectónicos, geoquímicos e isotópicos, así como en su relación con el marco evolutivo regional.

En este capítulo se realiza una síntesis sobre los principales avances petrológicos registrados en los últimos años, tendientes a elucidar la génesis y evolución de las diferentes manifestaciones magmáticas mesozoicas en el territorio uruguayo y cómo se enmarcan éstas en el cuadro geotectónico regional. Se señalará, además, la importancia que tiene el magmatismo mesozoico en materia de recursos minerales (existentes y potenciales) considerando en particular el caso de Uruguay.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La asociación del magmatismo mesozoico con los eventos tectónicos responsables de la apertura del océano Atlántico se encuentra ampliamente representada en la plataforma sudamericana, principalmente en las regiones Sur y Sureste de Brasil, Noroeste y Sureste de Uruguay, Este de Paraguay y Noreste de Argentina (Fig. 1). Estos procesos tectomagmáticos, resultantes de perturbaciones térmicas a nivel del manto, habrían sido los precursores de las grandes transformaciones geológicas y tectónicas registradas durante el Mesozoico, principalmente relacionadas con la distensión del Jurásico Superior-Cretácico Inferior responsable de la expansión oceánica (Tankard *et al.* 1996).

Este fenómeno, iniciado a través de movimientos diferenciales en el interior de los núcleos cratónicos gondwánicos, fue descrito por Almeida (1972) y denominado por este autor como "Reactivación Wealdeniana". Estos movimientos tectónicos promovieron la reactivación de antiguas fallas con el consecuente levantamiento de bloques y arcos a nivel cortical, así como la formación de cuencas marginales y la intensificación de la subsidencia en la Cuenca Paraná. Hacia los bordes de las cuencas se desarrollaron o fueron reactivados arcos, flexuras y zonas de falla, procesándose en ese ambiente tectónico una de las primeras fases de volcanismo de características alcalinas en la región meridional de la plataforma. Esta fase magmática fue contemporánea al magmatismo tholeítico predominante en la Cuenca Paraná, distribuyéndose principalmente hacia los bordes de la misma y extendiéndose hacia el interior del cratón Amazónico (Almeida 1983).[1]

1. El término "tholeiite" (derivado de Tholey, ciudad del Sarre alemán, unos 30 km al norte de Saarbrücken) fue acuñado por primera vez en 1840 por Steininger para caracterizar un *sill* de rocas andesíticas alteradas. El significado petrológico actual, como sinónimo de subalcalino, fue dado por Kennedy en 1933. Una *serie tholeítica* involucra a un conjunto de rocas co-magmáticas (es decir, derivadas del mismo magma parental o primario) saturadas, que se caracterizan desde el punto de vista mineralógico por la presencia de augita (en los basaltos) o de pigeonita (en las andesitas y da-

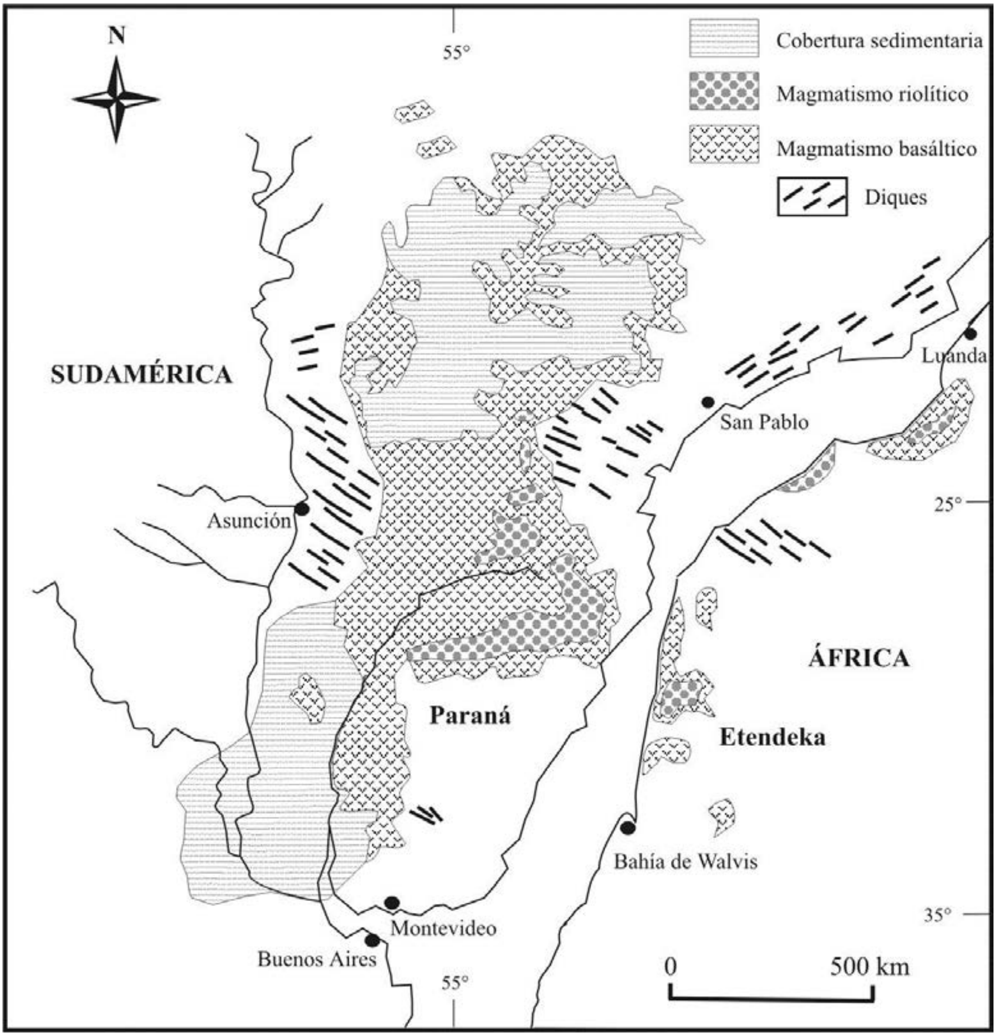


Figura 1 – *Reconstrucción* predrift *del sector Sureste de Sud-América y Este de África, mostrando la distribución de la Provincia Paraná–Etendeka en relación al* rift *proto-Atlántico.*
Modificada de Peate (1997). (Latitud y Longitud actual)

Las manifestaciones magmáticas (de naturaleza tholeítica y/o alcalina) asociadas a este importante evento tectónico integran el conjunto que se ha dado en llamar "*Large Igneous Provinces*", perteneciendo los remanentes

citas); y desde el punto de vista químico por presentar una fuerte tendencia al enriquecimiento temprano en hierro (FeO) en relación al magnesio (MgO). Información tomada principalmente de Bates RL & Jackson J (1987): *Glossary of Geology*, 3rd edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 787pp. (*N. de la A.*)

sudamericanos y africanos a la Provincia Paraná–Etendeka. La misma constituye una de las más extensas a nivel continental, con volúmenes preservados en el entorno de un millón de kilómetros cúbicos (Peate 1997). Estas altas tasas de erupción en un intervalo corto de tiempo (se estima entre 2 y 10 millones de años), requieren una tasa de producción de magmas que sólo podría ser explicada por rápidos procesos de fusión causados por descompresión en el interior de una pluma mantélica (Stewart *et al*. 1996). En este sentido, el alto de Rio Grande y el Walvis *ridge*, localizados en el Atlántico Sur, son interpretados por varios autores como las trazas fósiles de la pluma mantélica Tristão da Cunha, que conectan a las exposiciones basálticas de las provincias Paraná y Etendeka respectivamente, con la actividad magmática actual de dicha pluma en el conjunto de islas Tristão da Cunha y Gough (Peate 1997).

Además de la discusión acerca del origen y duración que tuvo este importante evento magmático, existen también controversias en cuanto a la migración que sufrió esta actividad (de S a N o de NO a SE) con relación al *rifting* del océano Atlántico, lo cual ha dado lugar a diferentes interpretaciones vinculadas a la evolución de los magmas (Peate *et al*. 1992; Stewart *et al*. 1996). Sin embargo, a la luz de los datos geocronológicos existentes en Brasil y Argentina, y más recientemente en Uruguay y Paraguay, se puede afirmar que el magmatismo (tholeítico y alcalino) asociado a la separación de Sud-América y África se inició a fines del Paleozoico, próximo al límite Pérmico–Triásico, y que el mismo contó con varios episodios magmáticos, cuya máxima expresión se registró durante el Cretácico Inferior, asociados a las diferentes etapas de *rifting* y posterior fragmentación continental (Mantovani *et al.* 1994; Velázquez *et al*. 1996; Féraud *et al*. 1999). De acuerdo con los datos analizados por Thomaz Filho *et al*. (2000) es posible identificar tres importantes etapas tectomagmáticas en la evolución del Atlántico Sur, con registros magmáticos tanto en los cuatro países mencionados de Sud-América como en el margen occidental africano:

i) entre los 230–170 millones de años, con especial incidencia del magmatismo en el Triásico y Jurásico, iniciándose el *rifting* en las regiones cratónicas ecuatorial y Sur de la plataforma sudamericana;
ii) entre los 170–120 millones de años, cuyo pico magmático más expresivo fue durante el Neocomiense, con evolución del *rift* a lo largo de la costa Sureste de Argentina, Uruguay y Brasil; y finalmente
iii) hacia los 90 millones de años, momento en el cual se habría producido la separación completa entre ambos continentes.

La Provincia Paraná–Etendeka está compuesta principalmente por rocas basálticas y andesíticas de afinidad tholeítica y en forma subordinada, por rocas riolíticas y riodacíticas que constituyen apenas el 3 % del magmatismo (Bellieni *et al*. 1986). Asociado a las distintas manifestaciones magmáticas de naturaleza tholeítica ocurre también en toda la región un magmatismo de tendencia alcalina (plutónico y volcánico), presentando una diversidad litológica amplia que incluye casi todas las variedades petrográficas posibles entre los términos subsaturados y saturados.

Las características generales (petrográficas, estructurales y geoquímicas) de las diferentes litologías, las destacan como tema de interés, teniendo en cuenta entre otros criterios, su variación composicional, heterogeneidad textural, el espectro geocronológico restringido a determinados períodos del Mesozoico y, fundamentalmente, el interés económico que despiertan.

MAGMATISMO MESOZOICO EN URUGUAY

El magmatismo mesozoico uruguayo se encuentra ampliamente distribuido en dos regiones:

i) en la región septentrional, y en asociación con la evolución de la Cuenca Norte, se emplaza el magmatismo reunido en la Formación Arapey (Bossi 1966), Formación Cuaró (Preciozzi *et al*. 1985) y Formación Gaspar (de Santa Ana & Veroslavsky 2003); y
ii) en la región meridional (Sur y Sureste del país), asociados a la tectónica generadora de cuencas tipo *rift*, se encuentran los derrames de la Formación Puerto Gómez y Arequita (Bossi 1966) y las manifestaciones magmáticas hipoabisales del Macizo Valle Chico (Muzio 2000).

Las características químicas e isotópicas de los magmas son diferentes en ambas regiones, lo mismo que sus mecanismos de emplazamiento relacionados a las diferentes etapas distensivas, debido a lo cual serán enfocadas en forma separada. Dentro de este contexto, el magmatismo mesozoico como ya fue expresado se destaca también por su importancia en los recursos minerales asociados, particularmente el de tendencia alcalina, lo que le confiere un interés mayor a su estudio ante otros eventos magmáticos. En este sentido, son ampliamente conocidas las explotaciones de ágatas y amatistas asociadas a los derrames basálticos en la región norte de nuestro país y además la potencialidad que pueden tener las manifestaciones magmáticas más alcalinas como fuentes de niobio, uranio, fluorita; etc.

a) Contexto general

Durante el Mesozoico se registraron en Uruguay importantes transformaciones geológico-tectónicas similares a las mencionadas por Almeida (1972) para el margen meridional de la plataforma sudamericana. Según Preciozzi *et al.* (1985) los eventos tectónicos ocurridos durante el Mesozoico estarían relacionados a cuatro etapas principales de fracturación, caracterizada cada una por diferentes asociaciones magmáticas. La primera etapa, colocada tentativamente por estos autores en el Triásico, sería la responsable de la intrusión de material gábrico/diabasas en forma de *sills,* correspondiente a la Formación Cuaró.

Una segunda fase se correspondería con la génesis y apertura de fosas tectónicas en la región Sur y Sureste del país. Esta región está compuesta por un sistema de bloques producidos por fallas en el basamento cristalino, de tendencia regional ENE–OSO, que incluye a los dos principales *grabens* tectónicos: la Cuenca Santa Lucía y la Cuenca Laguna Merín con direcciones estructurales N60º-70º y N40º, respectivamente (de Santa Ana *et al*. 1994). Tanto la Cuenca Santa Lucía como la Cuenca Laguna Merín presentan relleno volcánico del Jurásico Medio y Cretácico Inferior en función de los datos geocronológicos disponibles, agrupado como Formación Puerto Gómez (Walther 1927; Caorsi & Goñi 1958; Bossi 1966). Entre estas dos grandes cuencas existen otras fosas tectónicas mesozoicas menores, asociadas genéticamente a las fosas principales (Veroslavsky 1999) y con una amplia diversidad de asociaciones magmáticas desde el punto de vista petrológico, como se verá posteriormente.

La tercera etapa de fracturas y sus correspondientes eventos magmáticos asociados, desarrollados durante el Cretácico Inferior, está relacionada con los derrames andesíticos, dacíticos y riolíticos de la Formación Arequita (Bossi 1966) y al magmatismo de tendencia subalcalina a alcalina correspondiente al Macizo Valle Chico (Muzio 2000) o Formación Valle Chico (Ferrando & Fernández 1971). La cuarta y última fase de fracturación, parcialmente sincrónica a la anterior, estaría representada por los derrames basálticos del Noroeste uruguayo correspondientes a la Formación Arapey (Bossi 1966). Las edades establecidas para esta unidad están en torno a 130 millones de años (Creer *et al*. 1965; Umpierre 1965 *apud* Bossi 1966; Féraud *et al*. 1999).

Más recientemente, de Santa Ana *et al*. (1993) reagruparon y vincularon estos eventos tectomagmáticos a tres fases principales de fracturación, sin tomar en consideración los derrames correspondientes a la Formación Cuaró.

Según estos autores la primera etapa, desarrollada fundamentalmente durante el Jurásico, fue la responsable de la formación de las cuencas tipo *rift* Laguna Merín–Pelotas, Punta del Este y Santa Lucía. La segunda fase de fracturación, ya en el Cretácico Inferior, estaría relacionada a los derrames de la Formación Arequita y la última etapa, casi sincrónica a la anterior, estaría representada por los importantes derrames de la Formación Arapey.

Estudios realizados por Rossello *et al.* (1999; 2000) permitieron identificar y definir al Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (SaLAM) como el principal control estructural de la génesis, magmatismo y sedimentación Jurásico–Cretácico no sólo en las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín sino también en las fosas tectónicas intermedias (Minas, Aiguá, Lascano y Velázquez) a las que está relacionado el magmatismo de tendencia subalcalina-alcalina. Este lineamiento, de rumbo general N70E, tuvo –de acuerdo a la caracterización estructural realizada por los mencionados autores– un comportamiento distensivo a partir del Jurásico evolucionando hacia transcurrente dextral durante el Cretácico medio (Aptiense–Albiense) (*vide* Capítulo VI).

b) Distribución y características petrológicas

Como fuera mencionado anteriormente, en términos petrográficos la mayor parte de las manifestaciones magmáticas (volcánicas e hipoabisales) correspondientes a la Provincia Paraná corresponden a rocas basálticas y, en forma subordinada, andesitas, dacitas y riolitas. El magmatismo transicional -alcalino correspondiente al Macizo Valle Chico presenta una mayor diversidad litológica motivo por el cual será descrito en forma separada del resto de las agrupaciones magmáticas. Por presentar diferentes tipos y para facilitar una mejor localización de los eventos ocurridos, la caracterización de las diferentes unidades geológicas involucradas será realizada en función de su área de ocurrencia geográfica.

1) Región meridional

En la región Sur y Sureste de Uruguay, el magmatismo mesozoico se extiende desde la Cuenca Santa Lucía hasta la Cuenca Laguna Merín, a lo largo del corredor tectónico trazado por el SaLAM, y está presente también en la Cuenca Punta del Este (Fig. 2). Este conjunto de cuencas, con orientaciones similares a la que presentan las cuencas del Salado y Colorado en Argentina, fueron rellenas en forma sistemática con secuencias volcánicas y sedimentarias durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior.

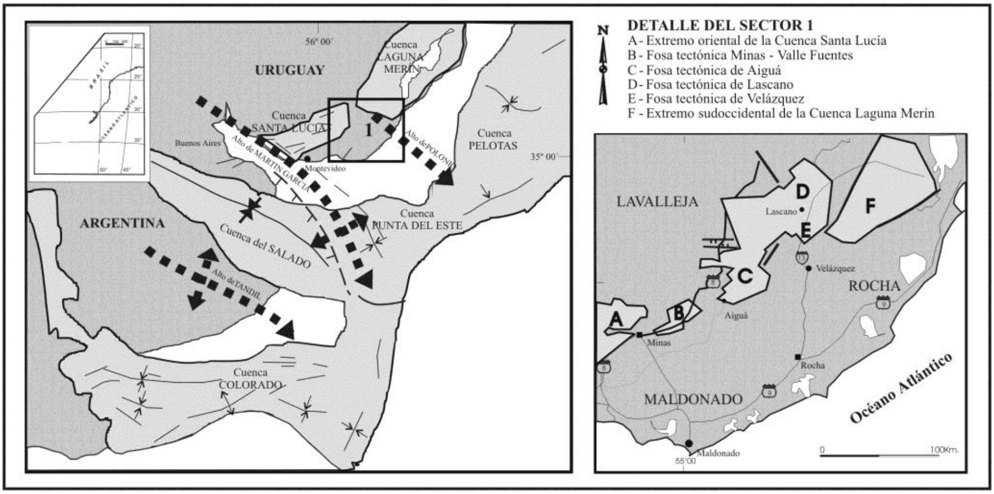


Figura 2 – *Región meridional: Cuencas mesozoicas del Este de Argentina y del Sur y Sureste de Uruguay con los principales controles tectónicos, y área de detalle para el sector sudeste uruguayo.*
(Muzio et al.*, 2002; modificado de Veroslavsky, 1999 y Rossello* et al.*,1999)*

Las rocas volcánicas presentes son de carácter bimodal, cuyos términos más abundantes desde el punto de vista composicional varían desde basaltos a andesitas. Las rocas básicas, pertenecientes a la Formación Puerto Gómez, ocurren como afloramientos aislados principalmente en la región de Pirarajá, Colón y Treinta y Tres, con exposiciones menores en los alrededores de Aiguá, Paso de los Talas y Lascano. Las rocas ácidas, agrupadas en la Formación Arequita, están representadas por riolitas y flujos piroclásticos, con destaque en el paisaje por constituir los principales altos topográficos de la región comprendida entre Arequita (Lavalleja) y Lascano (Rocha).

Entre Mariscala y Pueblo Colón afloran las litologías correspondientes al magmatismo hipoabisal subalcalino - alcalino del Macizo Valle Chico, el cual está representado por rocas de composición intermedia (sienitas, cuarzo sienitas, cuarzo traquitas y traquitas) a ácida (granitos) y cuya relación genética con las demás rocas volcánicas está aún en discusión.

Formación Puerto Gómez

Se agrupan bajo esta denominación al conjunto de derrames predominantemente de composición basáltica, localizados en todas las fosas tectónicas del sur y sureste del país. Las primeras referencias de esta unidad geológica se deben a Walther (1927), siendo Bossi (1966) quien la definió como unidad

formal a partir de las descripciones realizadas por Serra (1944) y Caorsi & Goñi (1958) en la localidad de Puerto Gómez (Cuenca Laguna Merín). Los espesores máximos descritos para estas lavas en la perforación 502 (Instituto Geológico del Uruguay) se infieren superiores a 1000 metros ya que en la misma no se alcanzó el piso de la unidad. Está constituida predominantemente por basaltos de color gris oscuro a castaño-rojizo (color de alteración), con estructuras amigdaloide a subordinadamente masiva, los cuales presentan texturas subofítica a intersectal y ocasionalmente glomeroporfírica (alrededores de Mariscala y Colón). La mineralogía de estas lavas está constituida por clinopiroxeno (augita), plagioclasa cálcica, olivina y minerales opacos. Las amígdalas presentan rellenos de minerales secundarios del grupo de las ceolitas, calcita, yeso y cuarzo. Las andesitas presentan textura porfirítica, de color marrón rojizo, con fenocristales de plagioclasa (An_{44}) en una matriz afanítica, que se disponen como diferentes derrames sobre los basaltos, principalmente en los alrededores de las localidades de Lascano y Velázquez (Bossi & Ferrando 2001).

Los análisis químicos realizados por Gómez & Masquelin (1996) en los basaltos de la perforación 502 muestran un comportamiento geoquímico diferencial a lo largo del mismo. Por debajo de los 650 metros presenta características primitivas correlacionables –según interpretación de estos autores– a la etapa inicial de formación de un fondo oceánico; por encima de los 650 metros hay lavas típicas de ambiente intraplaca continental, de naturaleza tholeítica, similares a los derrames basálticos de la región norte uruguaya. Turner *et al*. (1999) interpretaron estas variaciones geoquímicas como el resultado de procesos de evolución del magma en el interior de la propia cámara magmática, en la cual se combinarían la cristalización fraccionada y los aportes de la contaminación crustal. Estos autores descartaron –basados en el comportamiento de elementos traza e isótopos de plomo y estroncio– una fuente astenosférica (primitiva) para el magma parental, atribuyéndole a estas lavas un origen a partir del manto litosférico.

Macizo Valle Chico

Los registros del magmatismo de naturaleza alcalina relacionados con la tectónica precursora de la formación del océano Atlántico existen en la plataforma sudamericana, en la región Sureste de Brasil y Este de Paraguay, a partir del Permo–Triásico (distrito de Jacupiranga y provincia Alto Paraguay, respectivamente). Considerando los diferentes trabajos de síntesis sobre la geocronología de las rocas alcalinas en esta región es posible confirmar que a pesar de los aparentes intervalos cronológicos que existen, la periodicidad de este tipo de magmatismo fue un hecho constante durante to-

do el Mesozoico (Gomes *et al*. 1990; Ulbrich *et al*. 1990). Como fuera mencionado anteriormente, el magmatismo subalcalino o transicional a alcalino del Macizo Valle Chico se corresponde con la tercera etapa de fracturación ocurrida en nuestro país *sensu* Preciozzi *et al*. (1985) o con la fase distensiva desarrollada en el sector nororiental del SaLAM, localizado al Este de la zona de cizallamiento de Sierra Ballena (Rossello *et al.* 1999; 2000).

El Macizo Valle Chico está situado en el sector Este del departamento de Lavalleja y abarca una extensión superficial de aproximadamente 250 km^2. Desde el punto de vista geotectónico integra el conjunto de manifestaciones mesozoicas alcalinas (volcánicas y/o plutónicas) que circundan la Cuenca Paraná. Petrográficamente está compuesto por tres asociaciones magmáticas: la Asociación Plutónica (AP), la Asociación Volcánica (AV) y la Asociación de Diques Porfiríticos (AD) (Muzio & Artur 1998).

La AP reúne sienitas y cuarzo sienitas con textura equigranular desde fina a gruesa y color variable entre rosado y gris, y sienogranitos rosados de textura media a gruesa. En relación con su composición mineralógica, estas rocas están caracterizadas por hornblenda/arfvedsonita, augita/egirina-augita y biotita como principales minerales máficos y ortosa mesopertítica/microclina, oligoclasa/andesina y cuarzo como minerales félsicos.

Las rocas de la AV, representadas por traquitas y cuarzo traquitas, presentan entre un 10 y un 35 % de fenocristales de feldespato potásico frecuentemente albitizados y, ocasionalmente, cristales de cuarzo redondeados inmersos en una matriz afanítica (submilimétrica) compuesta por feldespato potásico, plagioclasas, augita, cuarzo y minerales opacos. Si bien la mineralogía identificada en estas rocas no presenta carácter alcalino, a través del cálculo de minerales utilizando datos de análisis químicos (norma CIPW) se constata la presencia de acmita normativa.

Los diques porfiríticos pertenecientes a la AD son de composición traquítica y riolítica y presentan cerca de 20% de fenocristales de feldespato potásico y cuarzo en una matriz hialina a hipocristalina compuesta por agregados microlíticos de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y minerales opacos. La acmita también está presente como mineral normativo. Las direcciones estructurales de estos diques son N60° a E–O para los de composición traquítica y N20° a N40° para los riolíticos. Estos últimos, si bien integran espacialmente el Macizo Valle Chico, recortando en forma discordante todo el conjunto litológico, por sus características petrológicas se corresponden con la Formación Arequita.

En función del comportamiento geoquímico presentado por las litologías de las tres asociaciones se pueden distinguir entre éstas dos grupos:

i) el conjunto compuesto por los diques riolíticos y las riolitas pertenecientes a la Formación Arequita, el cual exhibe una afinidad francamente peralcalina y una génesis vinculada a procesos de fusión progresiva con asimilación crustal; y
ii) el conjunto de litologías de composición intermedia, las cuales presentan un carácter geoquímico más metaluminoso producto de procesos de fraccionamiento mineral sumados también a contaminación crustal . Para ambos casos se propone como fuente el manto litosférico (Muzio *et al*. 2002).

Formación Arequita

Estas lavas de composición ácida, presentes en todas las fosas tectónicas mesozoicas del Sur y Sureste del país (con excepción de la Cuenca Punta del Este) fueron inicialmente descritas por Walther (1927) y designadas como unidad formal por Bossi (1966).

Los términos efusivos predominantes son de composición riolítica con términos ignimbríticos aunque también se incluyen en esta unidad los derrames de dacitas de Lascano y Rio Branco y los granófiros de la sierra de San Miguel (Bossi & Ferrando 2001). Las riolitas son de textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y/o sanidina frecuentemente corroídos. Las primeras afloran principalmente en los alrededores de Aiguá, mientras que las riolitas con fenocristales de feldespato dominan la región comprendida entre Minas y Paso de los Talas. Son de color rosado a rojizo y es común observar estructuras de tipo fluidal. Las diferentes coladas suelen culminar con niveles ignimbríticos. Análisis químicos realizados por Muzio & Sánchez (1998) y Muzio (2000) permiten definir la naturaleza peralcalina–alcalina de las mismas. Las rocas de composición dacítica, descritas por Bossi & Ferrando (2001) también son porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa (An_{30}) y matriz micropegmatítica y presentan, como rasgo petrológico interesante, niveles de vitrófiros riolíticos en el tope de cada derrame.

Este tipo de derrames altamente diferenciados, corresponderían a los últimos estadios del magmatismo de la Provincia Paraná–Etendeka, estando éstos concentrados a lo largo del margen continental actual. Regionalmente han sido subdivididos, en función de sus características petrográficas y geoquímicas, en dos grandes grupos:

i) riolitas con alto TiO_2, conocidas en la literatura como magmas tipo Chapecó, y
ii) riolitas con bajo TiO_2 o tipo Palmas, las cuales dominan en términos de volumen.

Ambos grupos carecen desde el punto de vista mineralógico de feldespato alcalino y cuarzo como principales minerales que constituyen fenocristales, mientras que los mismos son ricos en plagioclasas. Esto significa que las rocas volcánicas ácidas de Uruguay pueden distinguirse desde el punto de vista petrogenético del resto de las riolitas de la Provincia Paraná–Etendeka, no sólo por sus altos tenores de sílice sino también por su elevado contenido de álcalis, por las texturas ignimbríticas presentes y por la baja temperatura del magma, de acuerdo con los cálculos en geotermómetros mineralógicos realizados por Kirstein *et al.* (2000).

Los datos químicos e isotópicos analizados por estos autores y por Muzio *et al*. (2002) asignan al magma parental un origen a nivel del manto litosférico, a partir del cual sus productos litológicos están genéticamente relacionados por procesos de fusión progresiva.

2) Región Septentrional

En la porción Norte y Noroeste del país y asociados a la evolución tectónica de la Cuenca Norte (porción Sur de la Cuenca Paraná), están expuestos más de 40.000 kilómetros cúbicos de derrames basálticos representantes del *climax* magmático ocurrido durante el Cretácico Inferior (Neocomiense) en toda la región meridional de la plataforma sudamericana. Estos derrames fisurales y de características tholeíticas conocidos como Formación Arapey y que alcanzan más de 1.000 metros de potencia en la localidad de Salto, conforman junto a sus correlatos a nivel continental (Formación Alto Paraná en Paraguay, Formación Serra Geral en Brasil, Formación Curuzú Cuatiá – Miembro Posadas en Argentina) dentro de la Provincia Paraná–Etendeka, los mayores volúmenes de magma en extensión superficial cuando se los compara con otras provincias (Peate 1997).

Además de las lavas de la Formación Arapey existen registros en la región Norte del país (departamentos de Tacuarembó y Cerro Largo) de una intensa actividad intrusiva representada por los diques/*sills* de gabros y/o diabasas pertenecientes a la Formación Cuaró y el haz de diques de Corral de Piedra (Fig. 3). En los pozos profundos del sector noroccidental de la Cuenca Norte también se confirmó la existencia de este magmatismo intrusivo.

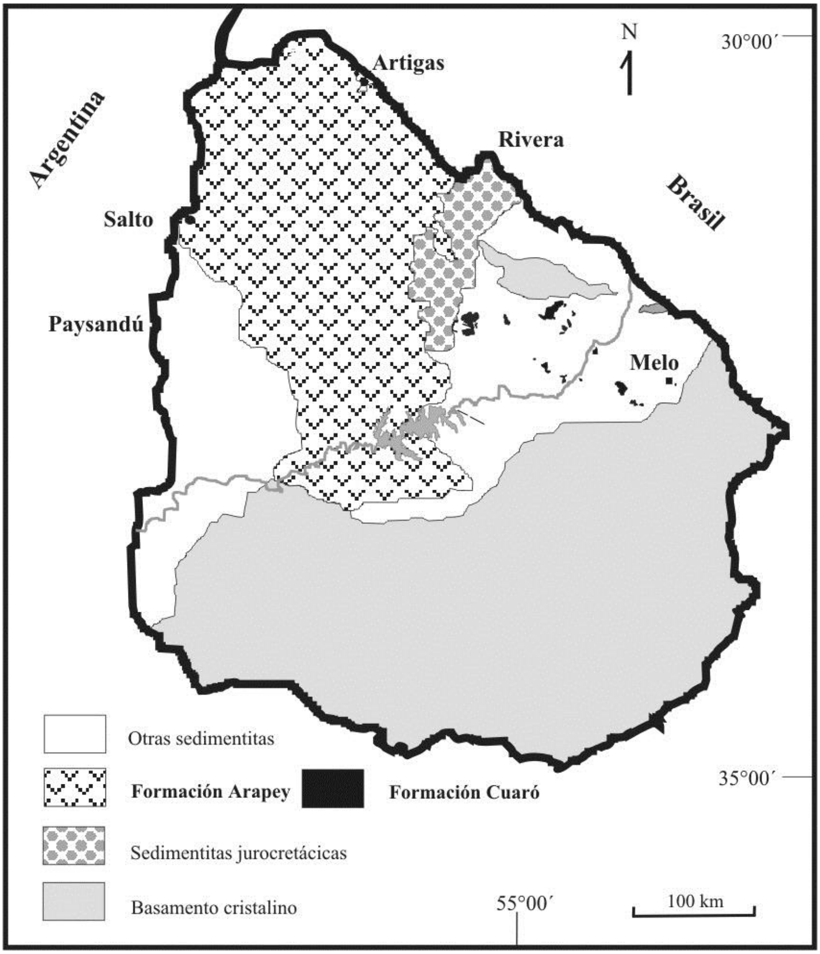


Figura 3 – *Región septentrional: localización de los derrames basálticos de la Formación Arapey y del magmatismo básico intrusivo de la Formación Cuaró.*

Formación Arapey

Esta unidad geológica compuesta por rocas basálticas fue definida por Bossi (1966). Recientemente Bossi & Schipilov (1998) adoptando criterios petrográficos y geomorfológicos, redefinieron esta unidad como Grupo Arapey, subdividiéndola en seis bloques con características internas diferentes.

Las lavas se apoyan sobre las "areniscas de Tacuarembó" y se interdigitan con éstas y con los niveles conglomerádicos de la unidad La California.

Desde el punto de vista petrográfico estos derrames de la Provincia Paraná han sido considerados como una secuencia composicionalmente homogénea y correspondiente a basaltos tholeíticos. Sin embargo, existen tanto variaciones petrográficas entre los diferentes derrames como variaciones estratigráficas desde el punto de vista químico, no sólo en Uruguay sino también a nivel regional.

Preciozzi *et al*. (1985) subdividieron a los derrames de la Formación Arapey según tres zonas:

i) región Sureste, con basaltos olivínicos porfiríticos de grano medio a grueso;
ii) región entre Peralta (Tacuarembó) y Artigas, con basaltos equigranulares finos, sin olivina y con términos más diferenciados con hornblenda y cuarzo presentes; y
iii) región correspondiente al departamento de Salto, con basaltos olivínicos equigranulares de grano medio, con potentes niveles vacuolares y areniscas *intertraps*.

Desde el punto de vista químico los derrames basálticos tholeíticos de la Cuenca Paraná se dividen en dos tipos:

i) basaltos con bajo contenido de TiO_2 (< 2 %), distribuidos regionalmente al Sur del lineamiento Río Uruguay, y
ii) basaltos con alto contenido de TiO_2, los que ocupan principalmente la región Norte de la cuenca.

Entre los basaltos de bajo TiO_2 se encuentran los de la Formación Arapey de Uruguay; los basaltos del Sur de Brasil, conocidos como tipo Gramado y tipo Esmeralda; los del nordeste de Argentina (Curuzú Cuatiá–Posadas); y los basaltos correlatos de la Provincia Etendeka en Namibia o basaltos tipo Tafelberg y Tafelkop (Peate 1997).

En el caso de los basaltos de alto contenido de TiO_2 ($1{,}5 > TiO_2 < 4$), la distribución de los mismos ocurre predominantemente en la porción brasileña de la Cuenca Paraná, al Norte del lineamiento Río Piquirí y también en territorio paraguayo, siendo conocidos en la literatura como basaltos tipo Ribeira, Paranapanema, Pitanga y Urubici. Las diferencias entre cada uno de estos tipos basálticos se basan en los porcentajes de TiO_2, siendo éstos superiores al 3% en el tipo Urubici, y en las relaciones presentes entre diferentes elementos químicos y razones isotópicas.

Un dato interesante en cuanto a la distribución de estas lavas en Uruguay, es que su estratigrafía química difiere del resto de los sectores analizados en la Cuenca Paraná, en donde los basaltos de bajo contenido de TiO_2 son cubiertos por sucesivos derrames correspondientes a las variedades de alto contenido de TiO_2, siguiendo lo que sería una secuencia evolutiva normal desde el punto de vista químico. Turner *et al*. (1999) analizaron más de 700 metros de coladas basálticas en tres pozos del Noroeste uruguayo y observaron que aparecen coladas de alto contenido de TiO_2 (tipo Paranapanema) cubiertas por otras de bajo tenor de TiO_2 (tipo Gramado). Esto significa, según interpretación de los autores, que los diferentes pulsos magmáticos no son sincrónicos para toda la cuenca y que por lo tanto, independientemente de los datos radimétricos, existieron erupciones simultáneas de diferentes tipos de magmas los cuales, en función de su distribución espacial y temporal, reflejan la existencia de diferentes fuentes a nivel del manto.

Formación Cuaró

Esta unidad, compuesta por derrames hipoabisales básicos de naturaleza tholeítica (diques verticales y *sills*), fue inicialmente reconocida por Bossi *et al*. (1975) y Bossi & Umpierre (1975) y definida formalmente por Preciozzi *et al*. (1985). La misma está compuesta por toda la actividad filoniana caracterizada fundamentalmente por microgabros y diabasas que recortan en forma discordante a unidades geológicas del Proterozoico Superior, Devónico y Pérmico, en los departamentos de Durazno, Rivera, Tacuarembó y Cerro Largo, intruyendo también derrames de la Formación Arapey.

Desde el punto de vista petrográfico, todas las rocas que integran esta formación pertenecen al campo de las rocas básicas–máficas. Presentan texturas porfiríticas e intersectal, con contenido variable de vidrio y micropegmatita, y cuya mineralogía principal está compuesta por plagioclasa ($An_{35–50}$), presente como fenocristal y/o en la matriz, piroxeno (augita), olivino y minerales opacos. Descripciones mineralógicas detalladas concernientes a esta unidad y a los diversos litotipos que la integran se encuentran en el trabajo realizado por Montaña *et al*. (*apud* Bossi & Schipilov 1998). Lamentablemente, poco se sabe del quimismo de estos diques. A pesar de esto último, en función del marcado rumbo estructural que presentan (NO–SE), sus dimensiones y continuidad tanto en superficie como en sondeos y sus relaciones espaciales y temporales con los derrames tholeíticos de la Formación Arapey, estos diques son considerados por diversos autores como testimonios directos de la extensión precursora de la apertura del océano Atlántico. La presencia actual en superficie de estos cuerpos intrusi-

vos/hipoabisales tiene implicancias particulares desde el punto de vista tectónico y erosivo, ya que demuestra que desde el momento de su emplazamiento al presente fueron arrasados centenares de metros de cobertura rocosa.

La relación entre las anteriores unidades descritas y la sucesión de coladas basálticas infrasedimentación jurocretácica reconocidas en el departamento de Artigas y con edad Jurásico Medio (Formación Gaspar; *vide* Capítulo III), permite elaborar, sin lugar a dudas, nuevas hipótesis para la evolución tectomagmática en la Cuenca Norte uruguaya.

c) Evolución petrológica y geocronología

La determinación de la edad y duración del magmatismo correspondiente a la Provincia Paraná–Etendeka ha sido siempre un punto clave para que, desde el punto de vista geodinámico, los diferentes autores pudieran evaluar la relación temporal existente entre el volcanismo y la apertura del Atlántico Sur.

Las técnicas geocronológicas más recientes apuntan a revisar y/o realizar nuevas dataciones por medio del método $^{40}Ar/^{39}Ar$, obteniendo así edades más precisas (Renne *et al*. 1992; Turner *et al*. 1994; Stewart *et al*. 1996; Féraud *et al*. 1999, entre otros).

Previo a la discusión e interpretación de los datos disponibles por diversos métodos geocronológicos, se presentan en la Fig. 4 las edades obtenidas por diferentes autores para las manifestaciones magmáticas mesozoicas de Uruguay.

Una vez que se analizan las edades disponibles para el magmatismo mesozoico de Uruguay y de las regiones vecinas comprendidas en la Provincia Paraná–Etendeka, resulta claro que la discusión aún está abierta en torno a si el magmatismo vinculado a la apertura oceánica se produjo en un corto período de tiempo.

Nuevas precisiones deben ser consideradas, en particular la relación entre la tectónica distensiva generada desde fines del Paleozoico hasta el Cretácico y los diferentes episodios magmáticos a escala regional. Los datos radimétricos y paleomagnéticos disponibles indican que el episodio volcánico más intenso del Mesozoico está centrado en torno a 133 millones de años, si bien la actividad magmática excede los límites actuales estimados para el Jurásico–Cretácico (135–145 millones de años).

Edad	Método	Autor
FORMACIÓN ARAPEY		
126.8 ± 3.1 Ma	K/Ar	Creer *et al.* (1965)
145.6 ± 5.1 y 152.4 ± 8.2 Ma	K/Ar	Creer *et al.* (1965)
131.1 ± 3.9 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, *apud* Bossi 1966)
132.9 ± 1.3 y 132.2 ± 0.5 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
131.8 ± 0.4 y 129.9 ± 1.1 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
FORMACIÓN GASPAR		
165 ± 8 Ma	K/Ar	De Santa Ana & Veroslavsky (Cap. III)
FORMACIÓN CUARÓ		
121 ± 6 y 131.8 ± 6.4 Ma	K/Ar	De Santa Ana & Veroslavsky (Cap. III)
121.5 ± 15.1 y 122.1 ± 9.8 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, *apud* Bossi 1966)
132.1 ± 1.06 y 131.6 ± 1.3 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
FORMACIÓN PUERTO GÓMEZ		
142 ± 10 Ma	K/Ar	Bossi & Umpierre (1975)
157 ± 4 Ma	K/Ar	Vieira (1985)
131.4 ± 0.7 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
132.7 ± 1.0 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
133.0 ± 0.8 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
165.6 ± 16.6 Ma	K/Ar	Veroslavsky (1999)
132.0 ± 0.2 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
120.0 ± 3.2 Ma	K/Ar	Muzio (2000)
MACIZO ALCALINO VALLE CHICO		
120 ± 5 Ma	Rb/Sr	Umpierre & Halpern (1971)
123 ± 3 Ma	Rb/Sr	Bossi & Umpierre (1975)
132 ± 2 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
138 ± 7 y 138 ± 9.5 Ma	K/Ar	Pirelli (1999)
128.1 ± 1.6 Ma	U/Pb (circones)	Muzio (2000)
FORMACIÓN AREQUITA		
124 ± 4 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, *apud* Bossi 1966)
128.2 ± 0.7 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
131.9 ± 0.6 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
127.0 ± 0.6 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
131.8 ± 0.9 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Stewart *et al.* (1996)
125 ± 9 Ma	K/Ar	Pirelli (1999)
131.4 ± 0.4 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
130.2 ± 0.2 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
131.0 ± 0.2 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
132.0 ± 0.2 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
131.7 ± 0.4 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
130.8 ± 0.5 Ma	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Féraud *et al.* (1999)
133.5 ± 3.1Ma	K/Ar	Muzio (2000)

Figura 4 – *Edades radimétricas del magmatismo Mesozoico uruguayo.*

Los datos geocronológicos disponibles para Argentina, Brasil y Paraguay, así como para las lavas de la provincia Etendeka, indican registros magmáticos asociados a las etapas distensivas iniciadas en el Pérmico–Triásico, a la extensión desarrollada durante el Jurásico (particularmente en Argentina y región sur-sureste de Uruguay y Brasil) y al Cretácico (Uliana & Biddle 1988; Hawkesworth *et al.* 1992; Urien & Zambrano 1996, entre otros).

Si bien algunos de los datos geocronológicos disponibles para Uruguay deben ser interpretados con cautela, fundamentalmente por la falta de conocimiento geológico detallado al momento en que se realizaron y por el método utilizado, éstos permiten identificar por los menos dos episodios magmáticos, uno Jurásico y otro durante el Cretácico, con diferentes pulsos resultantes de las variaciones composicionales de los magmas. Esto refleja, a la vez, variaciones en la composición de la fuente magmática y migración del magmatismo durante el proceso de fragmentación continental. De confirmarse la edad Kunguriense atribuida al haz de diques de Corral de Piedra (Kawashita 1989 *apud* Bossi & Ferrando 2001) se podría incluir también en Uruguay un registro magmático a partir del Pérmico Temprano alto.

Los datos petrológicos disponibles para la región (Sud-América y África) no son conclusivos con relación al mecanismo detonante de este fenómeno magmático de escala continental (si fue activado por una pluma o consecuencia del *rifting*). Sin embargo, éstos permiten establecer que el magmatismo precedió en varias decenas de millones de años la etapa de ruptura continental y progresó, en volumen e intensidad, hacia la zona del *rift*, sugiriendo esta dirección de migración el movimiento de la placa sobre una anomalía térmica (Mantovani *et al.* 1994; Stewart *et al.* 1996). De este modo, la tasa de magmatismo se intensificó a medida que fue aumentando el grado de estiramiento/extensión litosférica. Por otro lado, las diferencias en la composición de los magmas en los sectores Norte y Sur de la provincia Paraná–Etendeka, estarían indicando una distribución geográfica de diferentes reservorios en el manto litosférico, descartándose así una única fuente para todos los magmas. Los únicos basaltos de la provincia que tienen características petrológicas (químicas e isotópicas) similares a los productos actuales de la pluma Tristão da Cunha son los basaltos Tafelkop y algunas intrusiones alcalinas en Etendeka (Milner & Le Roex 1996 *apud* Peate 1997). También una porción de los basaltos tholeíticos del Sureste de Uruguay y de los magmas de bajo contenido de TiO_2 tipo Esmeralda (Brasil) tendrían una señal geoquímica con componente astenosférica. Sin embargo, los derrames mencionados representan una porción insignificante, en términos de volumen,

dentro de la provincia. En conclusión, y mientras no surjan nuevos datos petrológicos locales y/o regionales, se puede establecer que la principal fase magmática de la provincia resulta de diferentes grados de fusión con asimilación de corteza, con influencia indirecta de anomalías térmicas en el manto.

RECURSOS MINERALES

Si bien la naturaleza química de los derrames intraplaca continentales (magmatismo tholeítico) no los caracteriza por ser portadores de importantes mineralizaciones (metálicas o de elementos pesados), en el caso del magmatismo alcalino asociado a la génesis de *rifts* ocurre lo contrario. De todas formas, se excluirán de esta síntesis las excepciones puntuales que pueden existir a nivel regional, principalmente en Brasil, y se abordarán las principales mineralizaciones presentes o aquellas posibles de ser encontradas en las manifestaciones magmáticas mesozoicas de Uruguay.

En este sentido, se hará referencia a los depósitos de ágatas y amatistas del Norte del país, asociados a las lavas de la Formación Arapey y a las perspectivas de exploración de diamantes. En la región Sur, se mencionará la mineralización de fluorita en la zona de Aiguá y el potencial que muestran la Cuenca Laguna Merín y los magmas de afinidad alcalina de presentar minerales metálicos de interés económico y/o elementos pesados (tipo Tierras Raras, niobio, uranio, etc.), respectivamente.

1) Región septentrional

Ágatas y amatistas

Uruguay, al igual que Brasil y Argentina, posee importantes depósitos de ágatas y amatistas en las geodas contenidas en las lavas cretácicas de la Formación Arapey. Las explotaciones, inicialmente artesanales colectándose el material presente en aluviones/coluviones o basalto alterado, comenzaron hace más un siglo. En los últimos años, se ha iniciado la extracción de geodas de material inalterado mediante uso de explosivos y comenzado también la explotación en galerías (Da Silva 1997).

A fines del siglo XX, la producción de ágatas fue en torno a 49 toneladas mientras que la producción de amatistas alcanzó las 74 toneladas (Uruguay XXI 1997). Estos valores fluctúan en función del mercado externo, ya que en años anteriores los mismos fueron casi triplicados en ambos casos.

Las amatistas uruguayas son apreciadas a nivel internacional por su intenso color violeta lo cual las distingue de otros yacimientos similares en el resto del mundo. La principal zona de exportación de estas gemas no sólo está centrada en países de la Unión Europea, particularmente Alemania, sino que también incluye a Australia, Japón, China, EE.UU., Israel y Sud-África.

La zona tradicional de las explotaciones está localizada en el departamento de Artigas pero también hay yacimientos en Salto y Tacuarembó e indicios menores en Rivera, Paysandú y Río Negro (Da Silva 1997). El avance en los estudios geológicos iniciados en la década de 1970 permiten hoy definir tres áreas de importancia económica: Catalán, Artigas y Tres Cruces–Cuaró.

El proceso genético causante de la concentración silícea en determinados niveles de la colada ha sido motivo de interpretaciones muy variadas incluyendo, entre otras hipótesis, la influencia de gases aprisionados que reaccionan con la roca circundante; el relleno de las cavidades presentes por procesos hidrotermales; la acción de soluciones residuales del propio magma basáltico o la asimilación de areniscas englobadas durante el ascenso o el avance del derrame (Bossi & Navarro 2000). Sin embargo el proceso de génesis continúa hasta hoy en discusión a pesar de los estudios de detalle realizados por varios autores los cuales permitieron identificar a las coladas portadoras de las geodas y caracterizarlas tridimensionalmente.

Diamantes

A nivel mundial, la mayoría de las ocurrencias de kimberlitas (la principal roca portadora de diamantes) están concentradas en el intervalo Mesozoico–Cenozoico y confinadas en la zona interna o bordes de áreas cratónicas (Windley 1984). Estas rocas máficas a ultramáficas –derivadas de magmas ultrapotásicos muy ricos en volátiles– ascienden desde niveles muy profundos del manto emplazándose como diques, *sills* y chimeneas volcánicas (*pipes*) (McBirney 1992). El aspecto de estos materiales es generalmente brechoide y por su composición mineralógica aparecen fuertemente afectados por la meteorización, lo que dificulta su reconocimiento *in situ.* Además, en general, los cuerpos mineralizados poseen dimensiones reducidas (escasas decenas a centenas de metros) cuando aparecen en superficie. A pesar de estos inconvenientes para su reconocimiento directo en el campo, estas rocas desde el punto de vista geoquímico, están enriquecidos en uranio, torio, niobio y potasio, presentando también concentraciones anómalas de cromo y níquel. Esto significa que, desde el punto de vista químico estos elementos

se consideran, indirectamente, como guías básicos para la prospección de rocas kimberlíticas, a lo que debe sumarse el estudio de estructuras favorables para el control tectónico del emplazamiento de los magmas.

La investigación vinculada a la prospección y exploración de diamantes se inició en nuestro país hacia fines de la década pasada a través de inversiones realizadas por empresas extranjeras. Basados en un programa de reconocimiento geofísico aeroportado y análisis de muestras geológicas descubrieron en el Norte uruguayo, particularmente en el departamento de Tacuarembó, campos kimberlíticos en un área que denominaron "Provincia kimberlítica del río Arapey". Esta región está asociada con cantidades significativas de oro aluvional (Uruguay XXI 1997). Posteriormente y hasta la fecha se vienen desarrollando nuevos emprendimientos, fundamentalmente en el departamento de Rivera, aunque no hay datos difundidos acerca de indicios o hallazgos concretos de este mineral.

b) Región meridional

Fluorita

La estrecha asociación entre depósitos de flúor y *rifts* continentales es ampliamente conocida, ya que estas mineralizaciones ocurren como venas a lo largo de fracturas, en asociación con rocas magmáticas de afinidad alcalina intrusivas y/o efusivas, o a procesos hidrotermales derivados de las mismas (Windley 1984).

El único yacimiento conocido en Uruguay está localizado en el departamento de Maldonado, próximo a la localidad de Paso de los Talas. Este yacimiento fue explotado entre 1972 y 1982, siendo la mineralización de edad Cretácico. La misma está asociada a la tectónica distensiva del lineamiento SaLAM, y principalmente concentrada en el espejo de falla que separa el leucogranito Florencia de los basaltos de la Formación Puerto Gómez (Gómez & Pérez 1992). La paragénesis presente es fluorita–barita–epidoto–cuarzo–manganita–pirolusita y según estos autores se presume que el yacimiento se encuentra agotado. Sin embargo, a lo largo de la falla de Aiguá existen numerosos indicios de fluorita que merecen ser estudiados en detalle.

Fosfatos

Los yacimientos de fosfatos con filiación magmática son abundantes en Brasil en macizos alcalinos intrusivos a poca profundidad y dentro del

zócalo cristalino rígido. Están presentes en rocas anorogénicas asociadas al proceso distensivo de apertura del océano Atlántico. Si bien en Uruguay no se conocen aún, la región que comprende al Macizo Alcalino Valle Chico merecería ser objeto de nuevos estudios dirigidos a predecir la potencialidad de estas rocas en relación al contenido de fosfatos.

Elementos pesados (uranio, niobio, tierras raras)

Este tipo de depósitos mineralizados, asociados a rocas de afinidad alcalina y peralcalina pueden presentarse según 4 modalidades según Sørensen (1970, *apud* Bossi 1978): como depósitos diseminados, asociados a pegmatitas; en zonas de contacto o en vetas relacionadas a procesos hidrotermales. La mineralogía que presentan es extremadamente variable, asociada principalmente a minerales de uranio, thorio y circonio. Según este autor, las concentraciones principales de estos elementos suelen estar relacionadas a rocas sieníticas peralcalinas (saturadas o subsaturadas), ricas en circón y niobio, o a las intrusiones más jóvenes de un complejo ígneo de naturaleza alcalina. De acuerdo a los programas de prospección desarrollados por la Dirección Nacional de Minería y Geología, existen varias anomalías de uranio y otros elementos pesados del grupo de las Tierras Raras asociadas a las rocas sieníticas del Macizo Valle Chico.

Otros minerales metálicos (cromo, níquel, platinoides)

Los estudios gravimétricos realizados en la Cuenca Laguna Merín revelaron la existencia de una importante anomalía positiva, del orden de +90 mGal, correspondiente a un exceso de masa en torno a $7 \pm 2 \times 10^{15}$ kilogramos, lo cual refleja un contraste de densidad de 200 kilogramos por metro cúbico (Hallinan 1992 *apud* Kirstein *et al*. 2000). Según la interpretación de estos autores los valores indican la presencia de un gran cuerpo máfico, con un volumen estimado en 35.000 kilómetros cúbicos y con dimensiones de 120 x 20 kilómetros. La orientación estructural que presenta esta anomalía, a grandes rasgos E–O, es similar a otras estructuras asociadas a la deformación interna de la placa sudamericana y generadas durante el proceso de *rifting* jurásico, en las etapas iniciales de apertura del océano Atlántico (Nürnberg & Müller 1991).

De confirmarse estos datos por medio de sondeos profundos, se estaría en presencia de un gran complejo máfico–ultramáfico el cual, desde el punto de vista geotectónico, está asociado a grandes zonas distensivas (tipo *rifts* o procesos de fragmentación continental, como es el caso del Complejo

de Skaergaard en Groenlandia) y en estrecha relación con las provincias tholeíticas continentales. Estos complejos ígneos, no sólo nos permiten desde el punto de vista petrológico conocer las características del manto sino que además, desde el punto de vista económico, son portadores de importantes mineralizaciones metálicas, fundamentalmente cromo, níquel y elementos del grupo del platino, lo cual concita un mayor interés para su prospección y estudio detallado.

Bibliografía

Almeida FFM (1972): *Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralizations*, Proceedings XXIV International Geological Congress, Montréal, 3: 339-346.

Almeida FFM (1983): *Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana*. Revista Brasileira de Geociências 13(3) pp. 139-158.

Bellieni G, Comin-Chiaramonti P, Marques LS, Melfi AJ, Nardy AJ, Papatrechas C, Piccirillo EM, Roisemberg A & Stolfa D (1986): *Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): mineralogical and petrochemical aspects*. Journal of Petrology 27: 915-944.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 469pp.

Bossi J (1978): *Recursos minerales del Uruguay*. Aljanati, Montevideo, 348pp.

Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000*. Versión CD-ROM, Geo-Editores SRL, Montevideo.

Bossi J & Navarro R (2000): *Recursos minerales del Uruguay*. Ediciones Rojobona, versión CD-Rom, Montevideo.

Bossi J & Schipilov A (1998): *Rocas ígneas básicas del Uruguay*, vol. I, Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo, 245pp.

Bossi J & Umpierre M (1975): *Magmatismo mesozoico del Uruguay y Rio Grande del Sur: sus recursos minerales asociados y potenciales*. Anales Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, vol.II, pp. 119-142.

Bossi J, Ferrando LA, Fernández A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña J (1975): *Carta geológica del Uruguay (1: 1.000.000):* Dirección de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de Agricultura y Pesca, Montevideo, 25 pp.

Caorsi J & Goñi J (1958): *Geología uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico N° 37: 1-72.

Creer KM, Miller JA & Gilbert-Smith A (1965): *Radiometric age of the Serra Geral Formation*. Nature 207**:** 282-283.

Da Silva J (1997): *Geografía de las ágatas y amatistas del Uruguay*. GeoUruguay 1: 85-100.

de Santa Ana H, Goso CA, Muzio R, Oyhantçabal P & Veroslavsky G (1994): B*acia de Santa Lucia (Uruguai): Evolução tectônica e sedimentar*. Revista Geociências 13(1): 37-52.

de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003): *La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano*, pp. 51-74 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico.* DIRAC, Montevideo.

de Santa Ana H, Veroslavsky G & González S (1993): *Geología de los sedimentos cretácicos de las cuencas del Uruguay*. Acta Geológica Leopoldensia 40: 140-142.

Féraud G, Bertrand H, Martínez M, Ures C, Schipilov A & Bossi J (1999): *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age and geochemistry of the southern extension of Paraná traps in Uruguay*. Actas II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Córdoba, pp. 57-59.

Ferrando L & Fernández AN (1971): *Esquema tectono-cronoestratigráfico del Predevoniano en el Uruguay*. Anais XXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo, pp. 199-210.

Gomes CB, Ruberti E & Morbidelli L (1990): *Carbonatite complexes from Brazil: a review*. Journal of South American Earth Sciences 3: 51-63.

Gómez C & Masquelin H (1996): *Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay*. Actas XIII Congreso de Geología Argentino, Buenos Aires, vol. III: 635-652.

Gómez C & Pérez M (1992): *El Cretácico del Uruguay y sus recursos minerales*. Actas Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina, pp. 185-219.

Hawkesworth CJ, Gallagher K, Kelley S, Mantovani M, Peate DW, Regelous M & Rogers NW (1992): *Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic*, pp. 221-240 de: Storey BC, Alabaster T & Pankhurst RJ (eds.): *Magmatism and the causes of continental break-up.* Geological Society Special Publication 68.

Kirstein L, Peate DW, Hawkesworth CJ, Turner SP, Harris C & Mantovani MSM (2000): *Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic*. Journal of Petrology 41(9): 1413-1438.

Mantovani M, Stewart K, Turner S & Hawkesworth CJ (1994): *Duration of the Paraná magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts*. Abstracts, International Symposium on Physics and Chemistry of the Upper Mantle, São Paulo, pp. 47-49.

McBirney A (1992): *Igneous petrology*. James & Barlett Pub. (2nd Ed.). 508pp.

Muzio R (2000): *Evolução petrológica e geocronologia do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai.* Tese de Doutoramento, Universidad Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 171 pp. (inédito)

Muzio R & Artur AC (1998): *Petrografía y geoquímica del Macizo Alcalino Valle Chico, Depto. de Lavalleja, Uruguay*. Actas II Congreso Uruguayo de Geología, Sociedad Uruguaya de Geología, Punta del Este, pp. 145-150.

Muzio R & Sánchez L (1998): *Caracterización de la secuencia volcano-sedimentaria Juro–Cretácica en la región de Minas (Lavalleja, Uruguay).* Anais XL Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, p. 96.

Muzio R, Artur AC & Wernick E (2002): *Petrological and geochemical evolution of the alkaline Valle Chico Massif, southeastern Uruguay*. International Geology Review 44(4): 352-369.

Nürnberg D & Müller RD (1991): *The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present*. Tectonophysics 191: 27-53.

Peate DW (1997): *The Paraná–Etendeka province*, pp. 217-245 de: Mahoney JJ & Coffin MF (eds.): *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Geophysical Monograph 100.

Peate DW, Hawkesworth CJ & Mantovani M (1992): *Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution*. Bulletin of Volcanology 55: 119-139.

Pirelli H (1999): *Formación Valle Chico: un complejo alcalino Cretácico. Una revisión.* Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología 6: 26-39.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1: 500.000.* Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 92pp.

Renne PR, Ernesto M, Pacca IG, Coe RS, Glen JM, Prevor M & Perrin M (1992): *The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic–Cretaceous boundary.* Science 258: 975-979.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (1999): *El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (Uruguay): un rifting transtensivo mesozoico abortado durante la apertura Atlántica?*. Boletim V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil-I Simposio sobre el Cretácico de Sud-América, Serra Negra, pp. 443-448.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2000): *El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (Uruguay): un corredor extensivo y transcurrente dextral preecursor de la apertura Atlántica*. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 749-756.

Serra N (1944): *Memoria explicativa del mapa geológico del departamento de Treinta y Tres.* Boletín del Instituto Geológico N° 31: 1-62.

Stewart K, Turner S, Kelley S, Hawkesworth C, Kirstein L & Mantovani M (1996): *3-D, Ar40-Ar39 geochronology in the Paraná continental flood basalt province*. Earth and Planetary Science Letters 143: 95-109.

Tankard AJ, Uliana MA, Welsink HJ, Ramos VA, Turic M, França ABF, Milani EJ, Brito Neves BB, Eyles N, Skarmeta J, de Santa Ana H, Wiens E, Cirbián M, López O, Germs GJ, De Wit MJ, Machacha T & Miller R (1996): *Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic*, pp. 5-52 de: Tankard AJ, Suárez Soruco R & Welsink HJ (eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62.

Thomaz Filho A, Mizusaki AMP, Milani EJ & De Cesero P (2000): *Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break-up*. Revista Brasileira de Geociências 30 (1): 17-19.

Turner SP, Peate DW, Hawkesworth CJ & Mantovani M (1999): *Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succesion in western Uruguay: further evidence for diachronous nature of the Paraná magma types*. Journal of Geodynamics 28(4/5): 459-469.

Turner SP, Regelous M, Kelley S, Hawkesworth CJ & Mantovani MSM (1994): *Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar/39Ar geochronology*. Earth and Planetary Science Letters 121: 333-348.

Ulbrich HHG, Garda GM & Ulbrich MNC (1990): *Avaliação das idades K/Ar dos maciços alcalinos do Brasil sul/oriental e Paraguai oriental*. Boletim do Instituto de Geociências-USP, Publicação Especial, 9: 87-91.

Uliana MA & Biddle K (1988): *Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America*. *Revista Brasileira de Geociências* 18(2): 172-190.

Umpierre M & Halpern M (1971): *Edades Rb-Sr en las rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay*. Revista de la Asociacón Geológica Argentina 26(2): 133-151.

Urien CM & Zambrano JJ (1996): *Estructura del margen continental*, pp. 29-65 de: Ramos VA & Turic MA (eds.): *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 3.

Uruguay XXI (1997): *Uruguay business opportunities, the mining sector*. Investment and Export promotion agency, Montevideo.

Velázquez V, Gomes CB, Orué D & Comin-Chiaramonti P (1996): *Magmatismo alcalino no Paraguai: uma revisão e atualizacão das provincias*. Boletim do Instituto de Geociências-USP, Série Científica 27: 61-79.

Veroslavsky G (1999): *Geologia da Bacia de Santa Lucía-Uruguai*. Tese de Doutoramento, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 152pp.

Vieira N (1985): *Petrologia e geoquímica do vulcanismo mesozóico de Jaguarão, R.S., Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre (inédito).

Walther K (1927): *Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la Formación de Gondwana en la Sud-América*. Boletín Instituto de Geología y Perforaciones Nº 9: 1-43.

Windley BF (1984): *The evolving continents* (2nd Edition). John Wiley & Sons, 399pp.

LA FORMACIÓN TACUAREMBÓ

SU FAUNA Y SU EDAD
JURÁSICO TARDÍO – CRETÁCICO TEMPRANO

Daniel Perea y Sergio Martínez

LA FORMACIÓN TACUAREMBÓ HA BRINDADO INTERESANTES Y conspicuos restos fósiles. Entre ellos se cuentan especies exclusivas de esta unidad, como la gigantesca almeja *Tacuaremboia caorsii* y el cocodrilo *Meridiosaurus vallisparadisi*; y otras, como el tiburón dulceacuícola *Priohybodus*, de distribución intercontinental, que permite datar la unidad como Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. Gran parte de los restos registrados no han podido ser determinados con precisión sistemática, debido a que muchas veces el estado fragmentario del material sólo da la posibilidad de establecer conclusiones muy generales. Tales los casos de los abundantes peces ganoideos, representados principalmente por escamas sueltas, y unos pocos dientes de terópodos, los cuales constituyen los registros más antiguos de dinosaurios para Uruguay. La mayor parte de los niveles fosilíferos de la Formación Tacuarembó representan acúmulos de espesor centimétrico y escasa o muy interrumpida expresión horizontal, pero también existen yacimientos con moldes y ejemplares articulados. El ambiente depositacional que generó estas asociaciones fosilíferas está vinculado a un sistema dulceacuícola, como así indudablemente lo indica la presencia de crustáceos concostráceos y la fauna de moluscos.

ANTECEDENTES Y CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA

Las areniscas mesozoicas aflorantes en los departamentos de Tacuarembó y Rivera (Fig. 1) fueron primariamente identificadas y descritas por Walther (1911). Posteriormente Falconer (1931) nominó este paquete sedimentario como “Areniscas de Tacuarembó”, criterio mantenido por Caorsi & Goñi (1958). Más adelante Bossi (1966) dio a este conjunto el carácter de formación y Bossi *et al*. (1975) la dividieron en dos miembros, el Inferior depositado en ambiente subacuático y otro Superior de origen eólico en cli-

ma árido, conjunto que según los citados autores se habría depositado a partir del Triásico. De acuerdo con Sprechmann *et al*. (1981), también se distinguen dos miembros dentro de la Formación Tacuarembó. En el Miembro Inferior predomina la estratificación subhorizontal con alternancia de diferentes litologías, principalmente areniscas finas y medias, depositadas en condiciones continentales subacuáticas. Es de este miembro de donde provienen todos los fósiles de la Formación Tacuarembó. El Miembro Superior está caracterizado por la presencia de areniscas no fosilíferas generadas por la acumulación de dunas eólicas en condiciones áridas.

Ferrando & Andreis (1986) propusieron la Formación Cuchilla de Ombú para denominar "depósitos eólicos" de la base del Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó. Posteriormente Ferrando *et al.* (1987) nombraron al Miembro Superior como Formación Rivera. Bossi & Navarro (1991) agruparon las tres formaciones (Cuchilla Ombú, Tacuarembó *s.s.* y Rivera) en el Grupo Batoví Dorado.

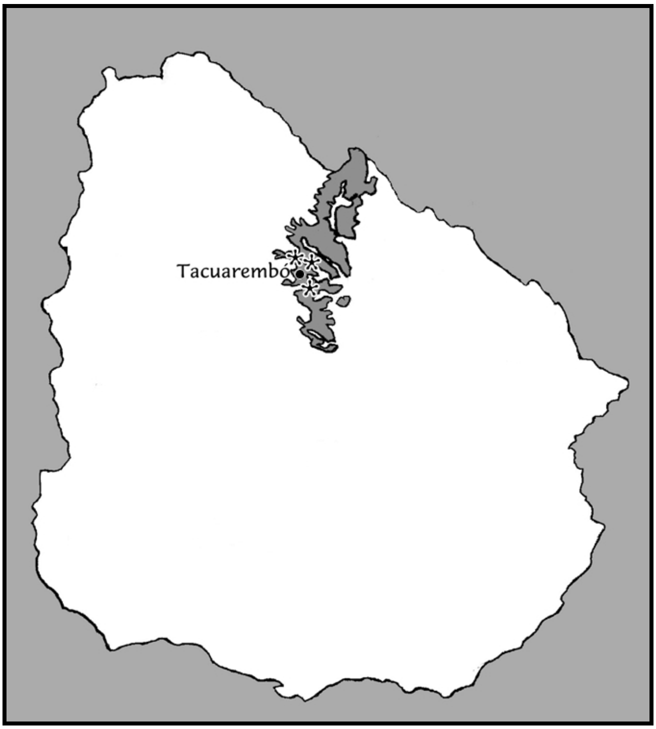


Figura 1 – *Mapa geológico esquemático que muestra la distribución de la Formación Tacuarembó.*
Los asteriscos marcan algunos de los principales puntos fosilíferos.

De Santa Ana & Veroslavsky en este volumen (Capítulo III) consideran a la Formación Tacuarembó en su acepción clásica, por lo que no justifican su segregación en unidades del mismo rango ni su agrupamiento en supracategorías.

El presente capítulo no pretende desarrollar una discusión litoestratigráfica, sino simplemente enmarcar la información bioestratigráfica que se proporciona, por lo que nos inclinamos por considerar a la Formación Tacuarembó en el sentido más amplio. Este criterio, por otra parte, resulta el más extendido en la bibliografía.

A nivel regional, la Formación Tacuarembó *s.l.* está correlacionada con la Formación Botucatu de Brasil (França *et al.* 1995), ambas aflorantes en la Cuenca Paraná. A través de toda la cuenca, depósitos fluvio-lacustres están asociados a sedimentos generados por un gran desierto que cubrió gran parte de Gondwana occidental. La fragmentación de Gondwana está caracterizada en la Cuenca Paraná por la extrusión de basaltos tholeíticos. Estas rocas volcánicas constituyen el Basalto de Serra Geral el cual en Uruguay se denomina Formación Arapey, que interdigita y suprayace a la Formación Tacuarembó.

En la Cuenca Norte, la Formación Tacuarembó *s.l.* se distingue por sistemas fluviales que consisten en una mezcla de wadis y ríos entrelazados distales y lagos terminales.[1] La asociación de areniscas muestra una estrecha relación entre los ámbitos fluviales y los depósitos eólicos dominados por areniscas finas a medias con estratificación cruzada y ripples (Perea *et al.* 2001). Las corrientes de agua acumularon los bioclastos que forman los diferentes niveles fosilíferos (Fig. 2).

FAUNA

La Formación Tacuarembó no se caracteriza por la abundancia de fósiles, pero los que aporta siempre resultan particulares y llamativos.

La primera referencia paleontológica a esta unidad la realizó Walther (1933), quien describió la impresión de la parte posterior externa de un pez ganoide conservada en un bloque de arenisca. Las escamas de peces ganoides (Lámina I, pág. 113) son los restos más abundantes en la Formación Tacuarembó. Muy probablemente, representan diferentes especies de Semio-

1. En árabe, la palabra *wādī* designa a una corriente de agua que se seca en verano.

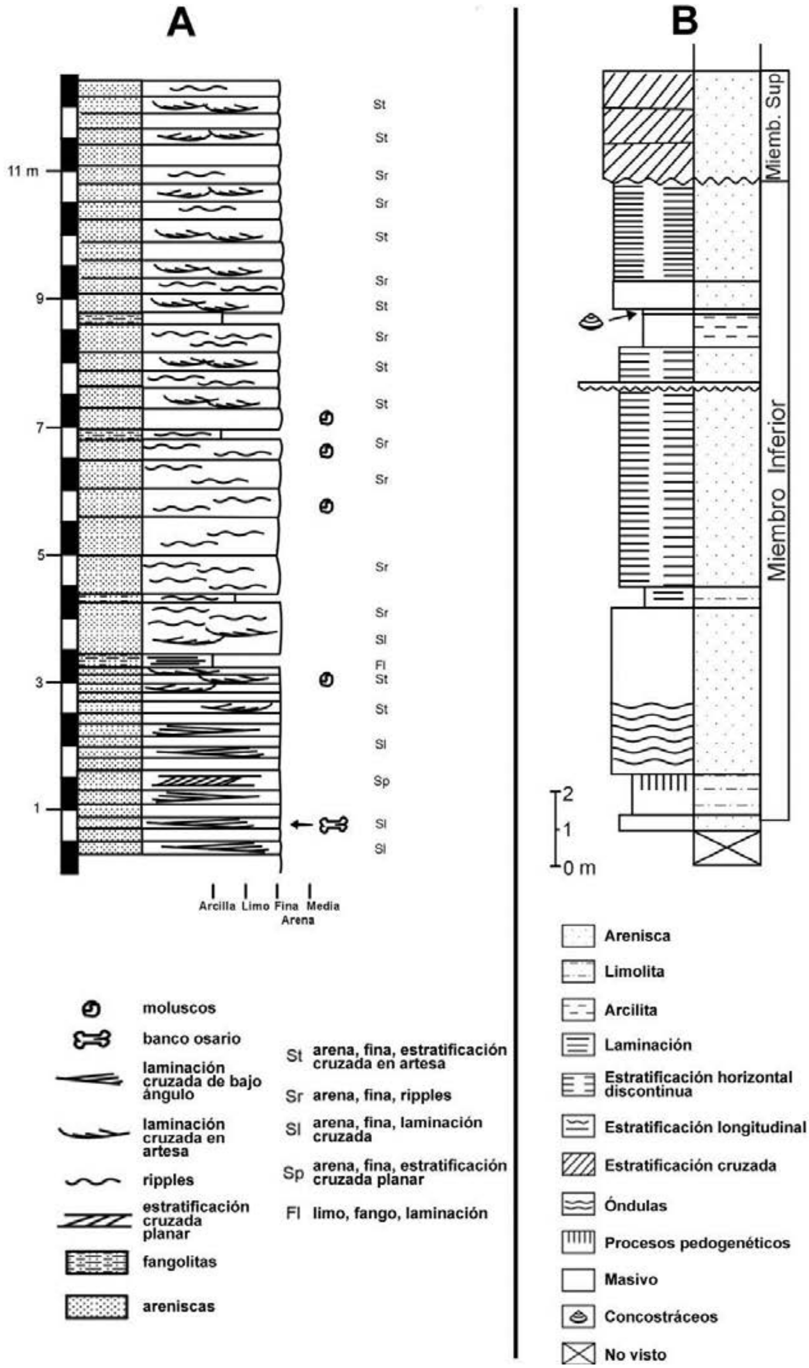


Figura 2 – *Columnas estratigráficas de dos localidades fosilíferas de la Formación Tacuarembó.*
A: *Según Perea et al. (2001);* B: *Modificada de Herbst & Ferrando (1985).*

notiformes,entre las cuales se puede identificar el género *Lepidotes* (Fig. 3), ampliamente distribuido en facies continentales del Jurásico y Cretácico Inferior. Falconer (1937) citó la ocurrencia de moluscos gasterópodos en esta unidad, cuya presencia ha sido confirmada por nuestro equipo de trabajo.

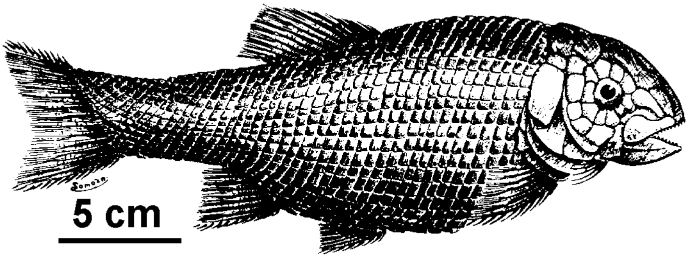


Figura 3 – *Reconstrucción del pez ganoide* Lepidotes.
Adaptado de Meléndez y Fuster (1978).

Varios años después se efectuaron descripciones más detalladas de nuevos materiales procedentes de las areniscas subacuáticas que nos ocupan. Mones (1980) describió un fragmento anterior craneano de un cocodrilo de rostro largo y estrecho al cual denominó *Meridiosaurus vallisparadisi*. Esta especie es exclusiva de la Formación Tacuarembó y sus afinidades con los demás cocodrilos resultan bastante difíciles de establecer (*vide* Gasparini 1996). Mones & Figueiras (1980) incluyeron algunos elementos de esta unidad en una reseña de fósiles de Gondwana de Uruguay; Sprechmann *et al.* (1981) agregaron la presencia de ostrácodos preservados como moldes, dientes, coprolitos y otros restos no determinados. Herbst & Ferrando (1985) describieron una especie de concostráceo.

Da Silva (1990) efectuó una síntesis del registro fósil de la Formación Tacuarembó y agregó novedosos hallazgos entre los que se cuentan dientes de peces pulmonados. Entre éstos, recientemente Soto & Perea (2004) documentan la presencia de *Asiatoceratodus tiguidensis*. Martínez & Figueiras (1991) describieron dos nuevas especies del bivalvo *Diplodon* y posteriormente Martínez *et al.* (1993) comunicaron la presencia de la gigantesca almeja *Tacuaremboia caorsii* (Lámina I: A y B, en pág. 113). Estos moluscos son exclusivos de la Formación Tacuarembó, por lo que poco aportan a la biocorrelación, pero son buenos indicadores ambientales.

Perea *et al.* (2001) describieron para esta unidad varios dientes y una espina de aleta dorsal de un tiburón dulceacuícola al que determinaron como

Priohybodus cf. *arambourgi* (Fig. 4; y Lámina I: C y D). Esta especie se registra también en sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de África y Península Arábiga, por lo que constituye el taxón que permite proponer la edad más precisa para la Formación Tacuarembó. La familia a la cual pertenece este tiburón comprende formas marinas y dulceacuícolas representadas en rocas del Triásico Medio al Cretácico Superior en Europa, Norte- y Sud-América, Norte y Este de África y Asia (*vide* Perea *et al.* 2001).

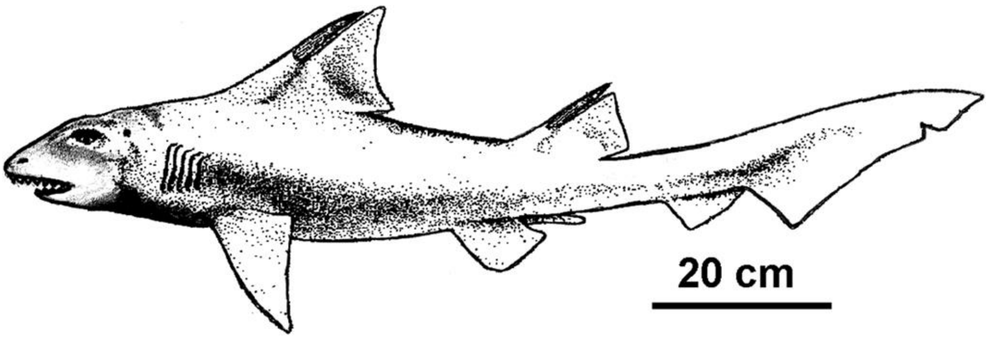


Figura 4 – *Probable reconstrucción paleobiológica del tiburón* Priohybodus.
Inspirada en dibujo de Tribodus limae *(*vide *Brito 1991).*

Asociados a los restos de *Priohybodus* fueron hallados los primeros elementos de fauna netamente terrestre para la Formación Tacuarembó (Perea *et al.* 2001; 2003). Se trata de dientes aislados de dinosaurios terópodos (Lámina I: E-H). Algunos de ellos muestran claras afinidades con la familia Dromaeosauridae, pero los restos hasta el momento colectados no permiten aún llegar a conclusiones precisas desde el punto de vista sistemático. Estos dinosaurios son los más antiguos registrados en Uruguay y constituyen elementos alóctonos en las asociaciones.

Recientemente, Yanbin *et al.* (2004) asignaron al subgénero *Orthestheria (Migransia)* (Lámina I: J) los concostráceos descriptos por Herbst & Ferrando (1985) como *Cyzicus (Lioestheria) ferrandoi*. Esta especie muestra gran similitud con otras del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano en las cuencas de Congo y China, especialmente con aquellas del Jurásico Tardío. De acuerdo con estos autores, la Formación Tacuarembó *s.s.* tendría una edad no más antigua que el Jurásico Tardío, perteneciendo probablemente al Kimmeridgiense, no pudiendo ser descartada la posibilidad de una edad Cretácico Temprano.

Los últimos estudios de los peces pulmonados (Soto & Perea, 2004) arrojaron resultados cronoestratigráficos interesantes al identificar la presencia de *Asiatoceratodus tiguidensis* el cual, en asociación con *Priohybodus arambourgi,* representa el piso Tithoniense en Etiopía (Goodwin *et al*., 1999; Soto & Perea, 2004).

TAFONOMÍA

Los niveles fosilíferos de la Formación Tacuarembó son esporádicos y de reducido volumen en comparación con la superficie aflorante de la unidad. Todos ellos muestran una génesis vinculada a un ambiente netamente subacuático y representan organismos en su inmensa mayoría exclusivamente acuáticos o anfibios. La única excepción, como ya se indicó, la constituyen los dinosaurios terópodos.

Los últimos niveles fosilíferos analizados tafonómicamente en detalle son descritos por Martínez *et al*. (1993) y Perea *et al*. (2001). Los primeros corresponden a los yacimientos con *Tacuaremboia caorsii*. En éstos, con una sola excepción, las conchillas de los moluscos están desarticuladas y hay también algunos fragmentos dispersos por todo el afloramiento. Las valvas aparecen tanto con la concavidad hacia abajo como hacia arriba y están acompañadas por escasos fragmentos óseos y escamas de peces ganoides. Las conchillas de los bivalvos están recristalizadas y algunas están desgastadas por la exposición subaérea en el afloramiento. El espesor y peso inferido de las valvas son muy grandes, por lo que la corriente que las desarticuló tiene que haber sido de considerable magnitud.

El otro ejemplo lo constituyen concentraciones osíferas (*bone-beds*) de 30 a 60 milímetros de espesor incluidas en una matriz arenosa bien seleccionada en la base de un horizonte arenoso (Fig. 2). Estas asociaciones de vertebrados están dominadas por escamas de peces ganoides y, subsidiariamente, dientes de los mismos peces, de tiburones y de dinosaurios, así como algunos huesos y espinas fragmentados. La concentración de huesos es bioclasto a matriz soportada con unidades óseas laxamente asociadas o dispersas. Tanto en el plano horizontal como en vista vertical la asociación ósea muestra un patrón desarticulado y caótico. Las escamas y dientes están completos y no desgastados por la erosión. Este tipo de sepultamiento es parautóctono a alóctono; las escamas y dientes son los elementos parautóctonos y los dientes de dinosaurios los alóctonos. A partir de éstas características tafonómicas y del contexto sedimentario, se puede inferir un ambiente subacuático somero bajo la acción de un flujo adireccional.

AFINIDADES GONDWÁNICAS

La separación entre Sud-América y África fue un evento heterócrono que ocupó gran parte del Mesozoico (Maisey 1991). El hallazgo de *Priohybodus* en Uruguay demuestra que fue un conspicuo y ampliamente distribuido representante de la familia. Las poblaciones sudamericanas y africanas del género probablemente tuvieron una historia evolutiva común en Gondwana antes de su fragmentación durante el Jurásico y Cretácico Temprano. Puede decirse lo mismo respecto al subgénero de concostráceos *Orthestheria (Migransia)*, ya que se encuentran especies muy afines a la uruguaya en la Cuenca del Congo (Fig. 5).

La ocurrencia de especies muy cercanamente relacionadas en el Jurásico y Cretácico de Sud-América y África, provee evidencia de la existencia de una fauna continental cuya composición divergió muy poco entre ambos continentes hasta muy tarde en el Cretácico Temprano (Buffetaut & Taquet 1979; Gasparini 1996). De acuerdo con Goodwin *et al*. (1999) África y Sud-América retuvieron la conexión a través de ecosistemas desérticos hasta el Cretácico medio. La separación entre las partes más australes de ambos continentes comenzó a fines del Jurásico y la separación de las más septentrionales se extendió hasta tiempos finicretácicos.

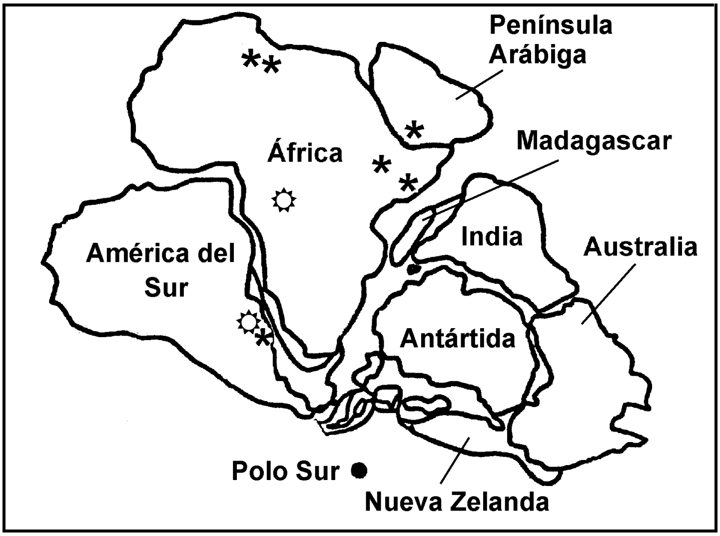


Figura 5 – *Mapa del continente de Gondwana al comienzo de su fragmentación a fines del Jurásico.*

Los asteriscos marcan las ocurrencias del tiburón dulceacuícola Priohybodus*, y las estrellas el registro de las especies del concostráceo* Orthestheria (Migransia) *más afines.*

RÍOS Y LAGOS EN EL DESIERTO

Resulta factible formular la hipótesis de que la fauna de la Formación Tacuarembó se desarrolló en importantes masas de agua dulce en medio de un desierto. Efectivamente, encontramos enormes almejas y grandes peces de casi 2 metros, a juzgar por algunas escamas encontradas que miden 40 x 30 milímetros, y dientes de tiburón de más de 20 milímetros de altura y 25 de ancho. En el Paleozoico y Mesozoico fueron mucho más frecuentes los tiburones dulceacuícolas que en la actualidad, en que la inmensa mayoría de las especies de selacios son marinas (*vide* Cappetta *et al*. 1993).

La gran almeja *Tacuaremboia caorsii* no sólo sugiere sistemas de estas características, sino también una alta energía de las aguas, inferida de su enorme tamaño y espesor de las valvas, lo cual era presumiblemente útil para dar estabilidad en ese tipo de ambientes (Martínez *et al*. 1993).

Los dinosaurios carnívoros, de mediano tamaño, probablemente dependieran tróficamente en alto grado del ecosistema dulceacuícola al cual necesariamente estarían asociados en el reinante ambiente desértico. Maisey (1991) citó el hallazgo en Inglaterra de un dinosaurio terópodo en cuya cavidad abdominal se encontró gran cantidad de escamas de peces ganoides.

CORRELACIONES

Atendiendo exclusivamente a sus características litoestratigráficas, la Formación Tacuarembó tiene –de acuerdo a diferentes autores– afinidades con otras unidades de la región, en particular las formaciones Botucatu y Pirambóia de Brasil. En efecto, en todas las unidades nombradas, integradas a la Cuenca Paraná, predominan areniscas con coloraciones, texturas y estructuras comunes cuyas características permiten inferir un origen tanto subacuático como eólico y se interdigitan parcialmente con los basaltos de Serra Geral. Que el Miembro Superior de la Formación Tacuarembó es correlacionable con la Formación Botucatu no está actualmente en discusión.

Surgen algunos problemas cuando nos enfrentamos a las sedimentitas fluviales y fluviolacustres. Según Lavina *et al*. (1985) la Formación Pirambóia era considerada originalmente como una "facies" fluvial inferior de la Formación Botucatu. Posteriormente fue separada y elevada a la categoría de formación en el Estado de São Paulo, siendo correlacionada con la parte superior de la Formación Rosario do Sul (o Formación Caturrita del Grupo Rosario do

Sul) en Rio Grande do Sul. Los autores referidos mencionaron la posibilidad de una correlación del Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó con la Formación Caturrita, aunque no descartaron la posibilidad de que no existiera un correlato en Rio Grande do Sul para aquel Miembro. Herbst & Ferrando (1985) correlacionaron el entonces "miembro" Cuchilla Ombú y la Formación Tacuarembó con la Formación Caturrita, asignándola al Triásico. Ya Sprechmann *et al.* (1981) habían considerado la edad del Miembro Inferior en base a la edad de la Formación Santa María (integrante también del Grupo Rosario do Sul), además de la correspondiente a la Formación Pirambóia. Debe señalarse que las referidas unidades brasileñas se ubican en el lapso Triásico–Jurásico (Milani *et al*. 1994; França *et al*. 1995), en tanto como se ha visto, los fósiles del Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó indican una edad no más antigua que el Jurásico Tardío. Si bien en la antigua "facies subacuática" de la Formación Botucatu (actualmente Formación Pirambóia) existen fósiles de concostráceos, ostrácodos y peces ganoides (Almeida 1950; Simões & Fittipaldi 1992), aún no se han realizado las necesarias comparaciones.

Desde el punto de vista bioestratigráfico entonces, no se han encontrado puntos en común entre las citadas formaciones de Uruguay y Brasil sino que se observa, sobre todo por la presencia de *Priohybodus, Asiatoceratodus* y *Orthestheria (Migransia)*, una relación mucho más estrecha con depósitos africanos de Gondwana. Sin embargo, esta situación puede deberse a un disímil esfuerzo de colecta y/o actualización taxonómica en ambos países.

Por otra parte, no existe discontinuidad estratigráfica dentro de la Formación Tacuarembó, lo que sí sucede con el Grupo Rosario do Sul y la Formación Botucatu.

Agradecimientos

Al Prof. Jorge Da Silva, director del Museo de Geociencias de Tacuarembó, por proporcionarnos valiosa información sobre fósiles de la Formación Tacuarembó.
Al Ing. Luis Laborde, gerente del Regional 4 de Vialidad (MTOP) de Tacuarembó, por brindarnos apoyo logístico en nuestras investigaciones de campo.

Bibliografía

Almeida FM de (1950): *Uma faunula de crustáceos bivalvos do arenito Botucatu no Estado de São Paulo*. Departamento da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 134: 1-36.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo. 469pp.

Bossi J, Ferrando LA, Fernandez A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña JR (eds.) (1975): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000*. Montevideo. 32pp.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo. 966pp.

Brito PM (1991): *Tribodus Brito and Ferreira (1989)*, pp.108-109 de Maisey JG (ed.): *Santana fossils: an illustrated atlas*. TFH Publ. Neptune City, New Jersey.

Buffetaut E & Taquet P (1979): *An early Cretaceous terrestrial crocodilian and the opening of the South Atlantic*. Nature 280: 486-487.

Caorsi J & Goñi J (1958): *Geología uruguaya*. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín 37: 1-73.

Cappetta H, Duffin C & Zidek J (1993): *Chondrichthyes*, pp.593-609 de Benton MJ (ed.): *The fossil record, v.*2. Chapman & Hall. London. xvii + 845pp.

Da Silva JS (1990): *Paleontología de la Formación Tacuarembó (Uruguay)*. Avance 1989. Actas I Congreso Uruguayo de Geología 2: 27-31.

Falconer JD (1931): *Terrenos gondwánicos del Departamento de Tacuarembó*. Memoria explicativa del mapa geológico: 1-17.

Falconer JD (1937): *La Formación de Gondwana del nordeste del Uruguay*. Instituto de Geología & Perforaciones, Boletín 23: 1-122.

Ferrando L & Andreis RR (1986): *Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay*. 1er Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos, ARPEL. Buenos Aires. Actas: 295-323.

Ferrando L, Andreis RR & Montaña J (1987): *Estratigrafía del Triásico – Jurásico uruguayo en la Cuenca de Paraná*. Atas III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. SBG. v.1: 373-378.

França AB, Milani EJ, Schneider RL, López-Paulsen O, López JM, Suárez-Soruco R, de Santa Ana H, Weins F, Ferreiro O, Rossello EA, Bianucci EH, Aramayo-Flores RF, Vistalli MC, Fernández-Seveso FA, Fuenzalida RP & Muñoz N (1995): *Phanerozoic correlation in Southern South America*, pp.129-161 de Tankard AJ, Suárez-Soruco R & Welsink HJ (eds): *Petroleum basins of South America*. American Association Petroleum Geologists Memoir N° 62. Tulsa. 792pp.

Gasparini Z (1996): *Biogeographic evolution of the South American crocodilians*. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen 30: 73-130.

Goodwin MB, Clemens WA, Hutchinson HJ, Wood CB, Zavada MS, Kemp A, Duffin CJ & Schaff CR (1999): *First Mesozoic terrestrial vertebrates with associated palynostratigraphic dates from the northwestern Ethiopian Plateau*. Journal of Vertebrate Paleontology 19: 728-741.

Herbst R & Ferrando LA (1985): *Cyzicus (Lioestheria) ferrandoi n. sp. (Conchostraca, Cyzicidae) de la Formación Tacuarembó (Triásico Superior) de Uruguay*. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 16: 29-47.

Lavina EL, Azevedo SAK, Barberena MC & Ferrando L (1985): *Contribuição à estratigrafia e paleoambiente da Formação Tacuarembó no noroeste do Uruguai*. Pesquisas 17: 5-23.

Maisey JG (1987): *Cranial anatomy of the Lower Jurassic Shark Hybodus reticulatus (Chondrichthyes: Elasmobranchii), with commens on Hybodontid Systematics*. American Museum Novitates 2878: 1-39.

Maisey JG (1991): *An ocean is formed*, pp.44-56 de Maisey JG (ed.): *Santana fossils: an illustrated atlas*. TFH Publl. Neptune City, New Jersey. 459pp.

Martínez S & Figueiras A (1991): *Two new species of Mesozoic* Diplodon *(Bivalvia: Hyriidae: Hyriinae) from Uruguay*. Walkerana 5: 217-223.

Martínez S, Figueiras A & Da Silva JS (1993): *A new Unionoid (Mollusca, Bivalvia) from the Tacuarembó Formation (Upper Triassic - Upper Jurassic), Uruguay*. Journal of Paleontology 67: 962-965.

Meléndez B & Fuster JM (1978): *Geología*. Paraninfo. Madrid. 911pp.

Milani EJ, França AB & Schneider RL (1994): *Bacia do Paraná*. Boletim Geociências Petrobras 8: 69-82.

Mones Á (1980): *Nuevos elementos de la paleoherpetofauna del Uruguay (Crocodilia & Dinosauria)*. I Congreso Latinoamericano de Paleontología 1: 265-277.

Mones Á & Figueiras A (1980): *A geo-paleontological synthesis of the Gondwana formations of Uruguay*, pp.47-52 de Creswell VMM & Vella P (eds.): *Gondwana* V. Balkema. Rotterdam. 320pp.

Perea D, Ubilla M, Rojas A & Goso C (2001): *The west Gondwanan occurrence of the hybodontid shark* Priohybodus *and the Late Jurassic – Early Cretaceous age of Tacuarembó Formation Uruguay*. Palaeontology 44: 1227-1235.

Perea D., M. Ubilla y A. Rojas. 2003. *The first report of theropods from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Uruguay*. Alcheringa, 27 (1-2): 79-83.

Simões MG & Fittipaldi FC (1992): *Fósseis da região de Rio Claro*. Arquivo do Município de Rio Claro, 77pp.

Soto M & Perea D (2004): *Los vertebrados de la Formación Tacuarembó: una revisión*. XX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, resúmenes. La Plata.

Sprechmann P, Bossi J & Da Silva J (1981): *Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay*, pp.239-270 de Volkheimer W & Musacchio EA (eds.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano para el Jurásico & Cretácico. Germano Artes Gráficas. Buenos Aires. 351pp.

Walther K (1911): *Über permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus der Norden der Republik Uruguay*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 31: 575-609.

Walther K (1933): *Restos de un pez ganoide de gran tamaño, proveniente del Neogondwana uruguayo*. Instituto de Geología & Perforaciones, Boletín 19: 65-72.

Yanbin S., Gallego O & Martinez S (2004): *The conchostracan subgenus* Orthestheria (Migransia) *from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic–?Early Cretaceous, Uruguay) with notes on its geological age*. Journal of South American Earth Sciences 16: 631-638.

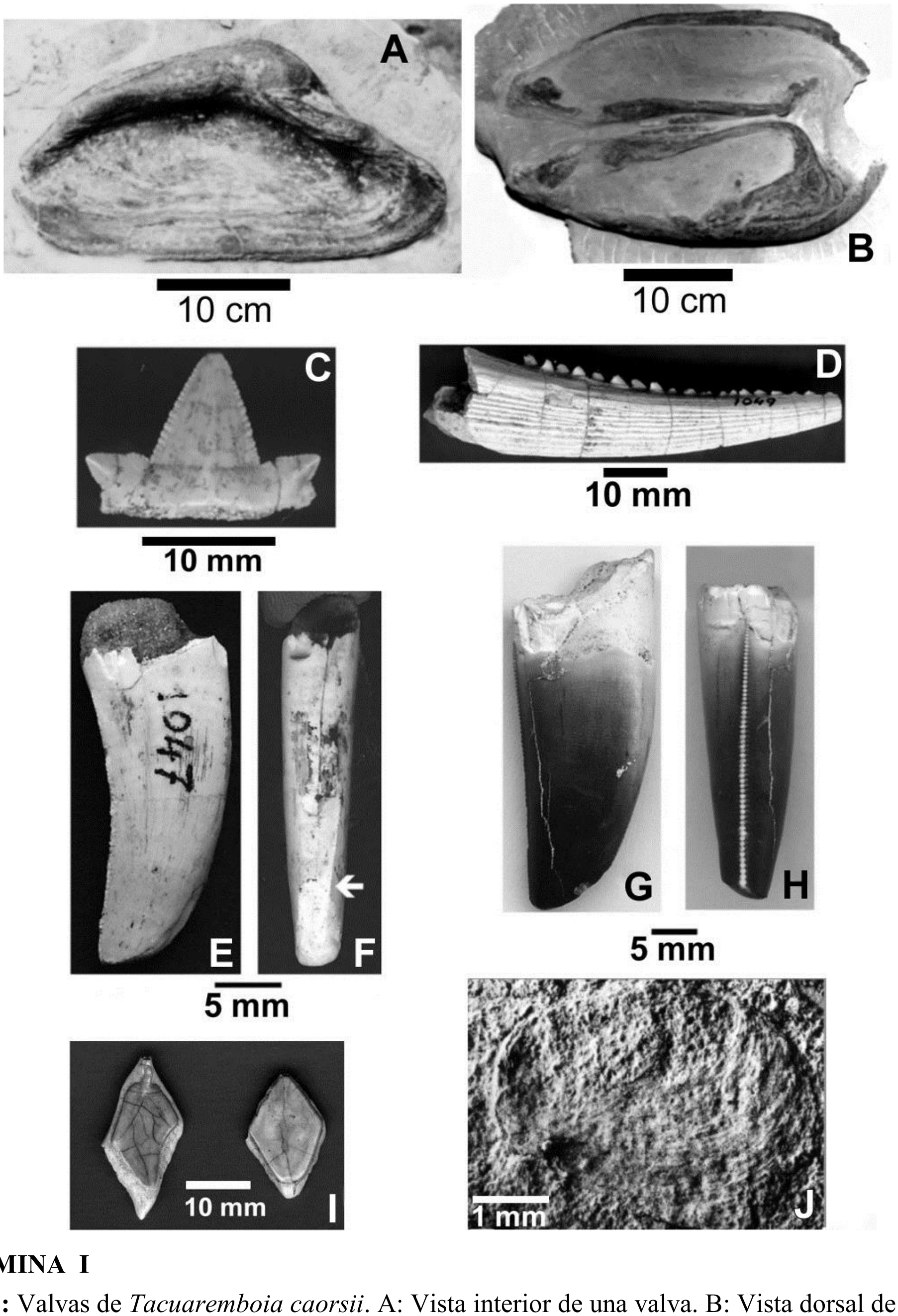


LÁMINA I

A-B: Valvas de *Tacuaremboia caorsii*. A: Vista interior de una valva. B: Vista dorsal de dos valvas articuladas.
C-D: Tiburón *Priohybodus* cf. *arambourgi*. C: Diente. D: Espina de aleta dorsal.
E-H: Dientes de dinosaurios terópodos. E-F: Coelurosauria *g. et. sp. indet.*, vistas labial y anterior. Flecha: carena denticulada anterior. G-H: Theropoda *g. et. sp. indet.*, vistas lingual y posterior.
I: Escamas de peces ganoides. **J:** Concostráceo *Orthestheria* (*Migransia) ferrandoi*.

DEPÓSITOS DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO TEMPRANO DE LA REGIÓN MERIDIONAL DE URUGUAY

EL LINEAMIENTO SANTA LUCÍA–AIGUÁ–MERÍN

Gerardo Veroslavsky, Héctor de Santa Ana y Eduardo Rossello

EL RASGO DISTINTIVO DEL MESOZOICO FUE LA IMPLANTACIÓN de una tectónica extensiva global que provocó la desagregación de Pangea, determinando la formación de doce grandes placas litosféricas y el nacimiento de nuevos océanos. Esos cambios llevaron a definir paulatinamente una nueva configuración geográfica en función de los grandes desplazamientos horizontales de las masas continentales (*vide* Capítulo I).

Las manifestaciones tectónicas, magmáticas y sedimentarias producto de esos eventos mesozoicos se reconocen en varios rasgos fisiográficos actuales del continente sudamericano. En particular, el territorio uruguayo guarda importantes cicatrices heredadas de esos tiempos que pueden ser reconocidas en variadas formas de su paisaje. En la región meridional, los bañados de la Laguna Merín, la red de drenaje del río Cebollatí, elevaciones como las del Cerro Arequita y Gruta de Salamanca, las formas aplanadas de la región interserrana de Minas y las suaves estribaciones de la Cuchilla Grande en el departamento de Canelones, son algunos de esos rasgos morfoestructurales ligados a sucesos mesozoicos. Pero éstos a su vez tienen una historia común; están íntimamente asociados a la evolución del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (SaLAM).

El presente capítulo tiene como objeto describir y analizar el origen y evolución del lineamiento SaLAM, un extenso corredor estructural que alberga importantes acumulaciones y registros geológicos de edad Jurásico –

Cretácico Temprano. El Lineamiento tiene 450 kilómetros de largo y 40 a 60 kilómetros de ancho y se dispone en dirección ENE a NE a través del basamento cratónico precámbrico, desde el Río de la Plata hasta la Laguna Merín (Fig. 1). Esta estructura, de escala regional, ha sido caracterizada en sus rasgos fundamentales por Rossello *et al.* (1999a, 2000) e interpretada como un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral, precursor de la apertura del Océano Atlántico. A lo largo de su trazado se destacan las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín (Fig. 1).

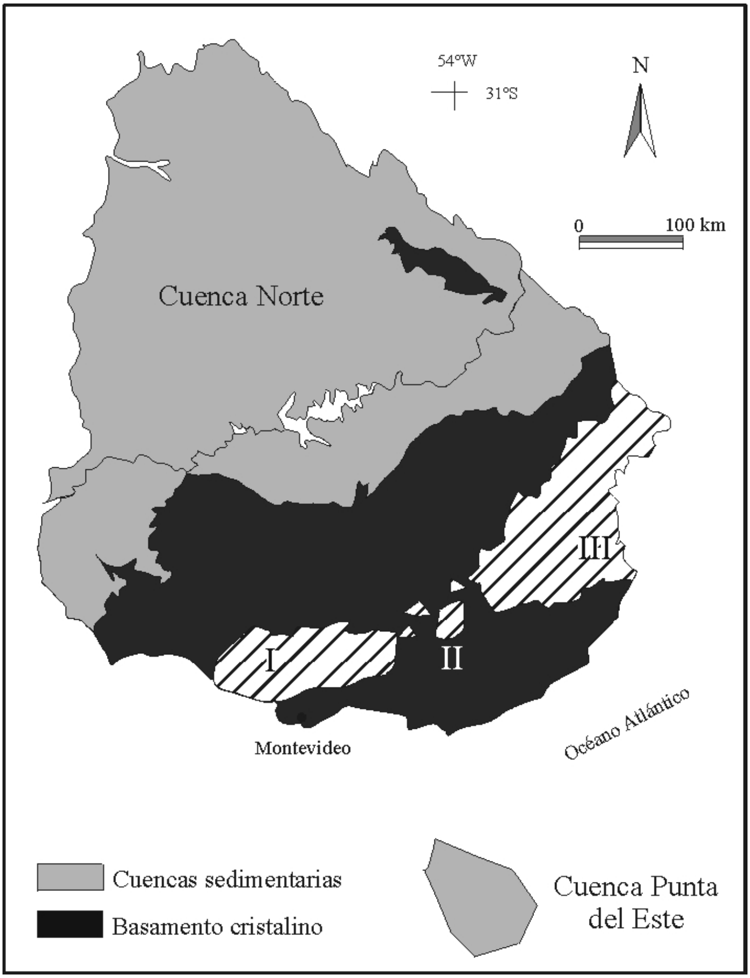


Figura 1 – *Localización del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín sobre la región meridional de la República Oriental del Uruguay.*

La zona del SaLAM se expresa en el trazado diagonal: I = *Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía);* II = *Segmento intermedio;* III = *Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín).*

ALGUNOS ANTECEDENTES

La perforación que inició en 1951 el Instituto Geológico del Uruguay en procura de agua para el abastecimiento de la localidad de San Jacinto (departamento de Canelones) fue responsable del descubrimiento de la Cuenca Santa Lucía.[1] En 1954, ANCAP inició la primera campaña de prospección petrolífera sistemática en la cuenca con el asesoramiento de la empresa petrolera Degolyer and MacNaughton Inc. La definición de una estructura *rift valley* en el subsuelo del departamento de Canelones fue comunicada por Jones (1956a). La principal base de datos de la cuenca (sísmica, gravimetría y perforaciones profundas) surge de las dos campañas de exploración de hidrocarburos; la segunda se inició en 1975.

Los afloramientos cretácicos del departamento de Canelones fueron descriptos por Jones (1956b), quien logró caracterizar tres unidades sedimentarias clásticas que denominó facies Migues, Tala y Montes. Otras contribuciones sobre la geología de la Cuenca Santa Lucía fueron realizadas por Bossi (1966), Zambrano (1974), Sprechmann *et al.* (1981), Bossi & Navarro (1991), de Santa Ana *et al.* (1994), Veroslavsky (1999) y Rossello *et al.* (2001).

Por otra parte, la fosa Laguna Merín fue reconocida como una unidad geoestructural independiente por Bossi (1966). La perforación en la localidad de Puerto Gómez reveló la existencia de más de 1.000 metros de rocas basálticas que Caorsi & Goñi (1958) denominaron "Lavas de Puerto Gómez". Posteriormente, Bossi (1966) definió la Formación Puerto Gómez.[2] A su vez, el resto de los términos ígneos que se emplazaron a lo largo de la traza del SaLAM se reúnen en la Formación Arequita (Bossi 1966) y en el Macizo Alcalino Valle Chico (Muzio 2000). Los antecedentes y principales características de ambas unidades geológicas son abordados en detalle en el Capítulo IV.

---

1. En efecto, al alcanzar la perforación las centenas de metros sin alumbrar ningún acuífero potente, perdió interés su prosecución surgiendo el de ANCAP con fines de estudio. Por diversos motivos, la perforación San Jacinto recién culminó en 1954 y aparecieron algunos rastros de petróleo que motivaron tres nuevas perforaciones en la misma localidad. En octubre de 1953, ANCAP ya había comenzado los estudios geofísicos logrando cubrir en 8 meses 5.000 km^2 de cuenca.
2. Bossi *et al.* (1998) propusieron denominar la Formación Puerto Gómez como Formación Mariscala "sin que esto signifique ninguna modificación conceptual de la definición original", basándose en el cambio de nombre de la localidad y por haberse definido originalmente esa unidad en subsuelo. La Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg 1980) advierte que "el cambio de nombre de un accidente geográfico no obliga a variar el nombre correspondiente de una unidad estratigráfica; se ha de conservar la denominación original". Por otra parte, entendemos que cuando se reconoce una sección aflorante de una unidad previa y formalmente definida en subsuelo, ésta mantiene su prioridad. En este caso, común por cierto, se aconseja sí definir una sección de referencia auxiliar (hipoestratotipo). (*N. de los A.*)

MARCO GEOTECTÓNICO

Desde finales del Proterozoico hasta el Cretácico Temprano alto, el actual territorio uruguayo formó parte del Gondwana Occidental, una vasta región cuyo basamento estuvo constituido por la amalgama de potentes núcleos cratónicos precámbricos (*e.g.* Río de la Plata, Kaapvaal-Kalahari, Luis Alves, São Francisco y Congo). Ese carácter intracratónico lo mantuvo relativamente incólume (sumado también a su mayor competencia a la deformabilidad) a los procesos de reactivación que sí experimentaron los bordes periféricos occidentales durante el Paleozoico e inicios del Mesozoico (*e.g.* ciclos orogénicos Famatiniano y Gondwánico).[3]

Fue a partir del Cretácico Temprano alto que el territorio uruguayo pasó a ocupar una posición geotectónica diferente ante el progresivo avance del megaproceso de fracturación y compartimentación continental, asociado a las perturbaciones térmicas que afectaron *in extenso* la base de la litósfera gondwánica (*vide* Capítulos I y IV). Durante este proceso, los basamentos antiguos controlaron la distribución del flujo térmico, las direcciones preferenciales de fracturas y fallamientos, la intensidad y emplazamiento de la actividad magmática así como la subsidencia en las nuevas áreas de sedimentación.

En ese contexto, la evolución de los registros jurásicos y cretácicos que constituyen el SaLAM pueden ser analizados a lo largo del transcurso de dos grandes fases o etapas de deformación de la corteza, con estilos tectónicos y sedimentarios diferentes.

La primera etapa transcurrió desde el Jurásico hasta el Cretácico Temprano (~ Aptiense); de carácter intracratónico y aún gondwánica, estuvo dominada por una subsidencia de tipo extensional que controló la estructuración de los terrenos, los fallamientos y la generación de nuevos espacios de acumulación que albergaron los materiales volcánicos y sedimentarios.

La segunda etapa se inició a partir del Aptiense (hace unos 120 millones de años) y, de una forma general, transcurre hasta la actualidad. Se caracteriza por la actuación de un régimen de intraplaca compresivo como resultado de la nueva dinámica de la placa sudamericana. Progresivamente, la instalación del régimen compresivo permitió la transmisión de esfuerzos

3. El Ciclo Orogénico Famatiniano transcurrió entre los 465 a 385 millones de años atrás; el Gondwánico se cumplió hace 290 a 250 millones de años.

oblicuos favoreciendo la reactivación de las fallas regionales de dirección E-O a NNO que fueron sometidas a dislocamientos horizontales de tipo dextral (transcurrencias dextrales).

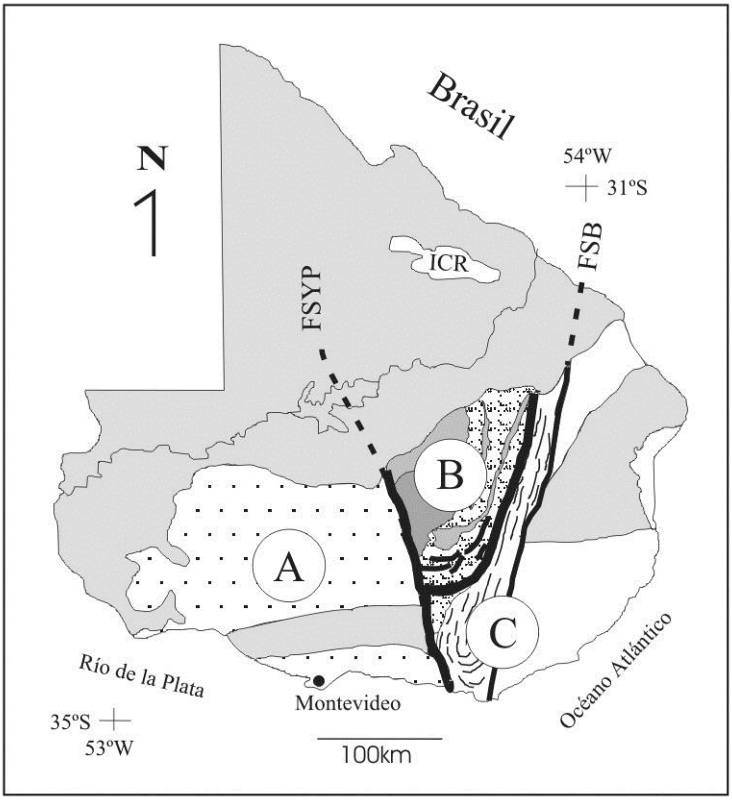


Figura 2 – *Principales terrenos y rasgos tectónicos del basamento precámbrico de Uruguay.*

A = *Piedra Alta;* B = *Nico Pérez;* C = *Dom Feliciano o Cuchilla Dionisio;* FSYP = *Falla Sarandí del Yi;* FSB = *Falla Sierra Ballena;* ICR = *"Isla Cristalina de Rivera". (Modificado de Bossi & Campal 1992)*

EL LINEAMIENTO SANTA LUCÍA–AIGUÁ–MERÍN

A lo largo de su trazado casi rectilíneo, el SaLAM se sobrepone a la estructuración heterogénea de un basamento cristalino donde se individualizan tres grandes unidades precámbricas (Bossi & Campal 1992) dispuestas submeridionalmente (Fig. 2): i) Piedra Alta, al Oeste, ii) Nico Pérez, al centro y iii) Dom Feliciano o Cuchilla Dionisio, al Este. Para facilitar su descripción, y de acuerdo a la propuesta presentada por Rossello *et al.* (2000), el

SaLAM admite ser analizado en tres segmentos (Fig. 1): sudoccidental (al Oeste de la falla Sarandí del Yi); intermedio (entre las fallas Sarandí del Yi y Sierra Ballena); y nororiental (al Este de la megafalla Sierra Ballena).

En sus extremos sudoccidental y noroccidental, el SaLAM está temporal y espacialmente vinculado a la génesis y evolución de las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín. Ambas cuencas son interpretadas como depocentros de tipo *pull-apart*.[4] En el segmento intermedio, que comprende básicamente la región interserrana del departamento de Lavalleja, el lineamiento se expresa en la disposición de remanentes y acumulaciones mesozoicas controlados por fallas normales dispuestas con rumbos comprendidos entre N40° a N45º y N100° a N130° situadas dentro del corredor ENE. Este segmento, en zonas restringidas, presenta pandeos o curvamientos locales y exhibe su plano principal ligeramente rotado hacia posiciones más submeridianas generando un pandeo constrictivo responsable del abovedamiento del basamento cristalino.

Por el contrario, hacia sus extremos nororiental y sudoccidental, la dirección principal del corredor transcurrente se tuerce hacia posiciones más sublatitudinales determinando pandeos derechos de alivios (*releasing bend*);[5] éstos provocaron las condiciones extensivas que facilitaron el desarrollo de los depocentros que determinaron el *rifting* de las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín.

Geología del segmento sudoccidental: la Cuenca Santa Lucía

Se incluye aquí los registros de edad Jurásico – Cretácico Temprano que, asociados en tiempo y espacio al SaLAM, se desarrollan al Oeste de la falla Sarandí del Yi (Fig. 2). Corresponde al *pull-apart* intracratónico que define a la Cuenca Santa Lucía (Rossello *et al.* 2001), el que se propagó a través de los principales planos de debilidad cortical de dirección ENE del Cratón del Río de la Plata (Sprechmann *et al.* 1981; de Santa Ana *et al.* 1994).

4. Las cuencas de separación (*pull-apart basins*) se originan cuando entre dos fallas más o menos paralelas, y que presentan un cierto enfrentamiento, se individualizan áreas en las que por efecto de una curva o un resalto de la traza principal de una falla transcurrente (grandes fallas de traza lineal con formas verticales planares y con salto en dirección) se produce un hueco, que tiende a rellenarse rápidamente. Las cuencas sedimentarias *pull-apart* se presentan con formas geométricas (cuadrados, rectángulos, rombos).
5. Las cuencas de disipación (*releasing bends*) son las que se sitúan sobre un sistema de fallas. Es una de las dos maneras principales en que pueden presentarse cuencas sedimentarias asociadas a la actuación de fallas transcurrentes; la otra es la cuenca de separación (ver nota anterior).

En su sección transversal, la Cuenca Santa Lucía muestra un perfil asimétrico conformado por un sistema conjugado de fallas normales lístricas de crecimiento sintéticas y antitéticas que definen grábenes y pilares tectónicos sucesivos de diferentes escalas (Rossello *et al.* 1999b).[6] La misma puede ser subdividida en dos subcuencas (Norte y Sur) separadas por el Alto de Santa Rosa (Fig. 3). Estas subcuencas funcionaron en forma efectiva como ámbitos de sedimentación independientes recién a partir del Albiense. Las isópacas de los registros basálticos (*vide* Veroslavsky 1999) así como otros rasgos sedimentarios que se comentan a continuación así lo confirman.

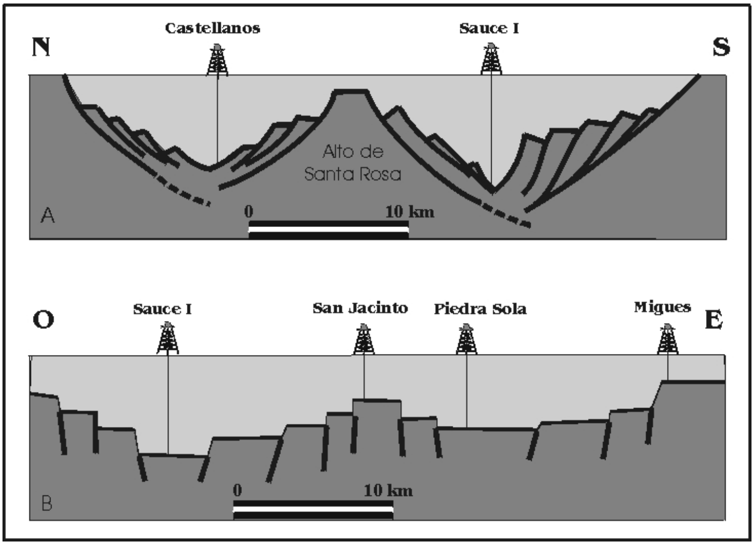


Figura 3 – *Esquema que ilustra la estructuración y compartimentación interna de la Cuenca Santa Lucía.*
El corte geológico que luce arriba representa el perfil transversal de toda la cuenca y el de abajo muestra el perfil longitudinal de la subcuenca Sur. (Tomado de Veroslavsky 1999)

La cuenca adquiere una mejor individualización en su borde Sur, y lo expresa a través del mayor funcionamiento de las fallas normales que lo limitan y del desarrollo muy restringido de las extrusiones volcánicas. Esta situación permite suponer que los fenómenos extensionales de apertura de la cuenca se ubicaron hacia el Este y que la extrusión de las volcanitas se produjo desde fisuras y diques de alimentación. Estos están situados en los sectores más deprimidos de la cuenca asociados a las fuertes direcciones N-S que se observan en el extremo oriental de la misma (*e.g.* Falla Sarandí del Yi, Fig. 2).

6. *Graben* (del alemán = zanja) define a una fosa lineal, bordeada longitudinalmente por grandes fallas normales. Los grábenes de extensión regional pueden también denominarse valles de *rift*.

Los relevamientos de superficie y subsuelo muestran un relleno volcanosedimentario típico de la fase *rift* (*vide* modelos de Leeder & Gawthorpe 1987) que exhibe una arquitectura rombohedral limitada por:

i) fallamientos dispuestos ENE-OSO que funcionaron como transcurrencias dextrales subverticales, que parecen haber sido controladas por las asimetrías primarias del basamento cristalino (en el sentido de Naylor *et al.* 1986); y
ii) fallamientos dispuestos sublatitudinalmente en posiciones acordes con fallamientos secundarios sintéticos de tipo Riedel, que corresponderían a estructuras extensivas lístricas de crecimiento que controlaron la geometría y disposición de los depocentros sedimentarios coetáneos. De este modo, Rossello *et al.* (2001) caracterizaron un depocentro típico de *pull-apart* como los definidos en los modelos clásicos de Mann *et al.* (1983) o Nielsen & Sylvester (1995). El *pull-apart* se muestra compartimentado en dos depresiones con sus mayores profundidades adyacentes a las mayores estructuras y separadas por el Alto de Santa Rosa, todos dispuestos en *échelon* y con sus bordes más activos de tipo transcurrente dextral y otros pasivos de tipo normal de crecimiento.

El relleno de la Cuenca Santa Lucía ha sido subdividido para su análisis en tectosecuencias. Una tectosecuencia reúne a los depósitos generados contemporáneamente a cada una de las fases tectónicas reconocidas en la cuenca. En las cuencas intracratónicas de tipo *rift*, como la Cuenca Santa Lucía, el apilamiento y registro sedimentario fue controlado, básicamente, por la tectónica y las variaciones climáticas. Mientras la tectónica condicionó el desarrollo de áreas de aporte, la geometría de los depocentros, el estilo estructural e incluso las principales formas de transporte de sedimentos, el clima fue responsable por el balance hídrico, la existencia de determinado tipo de vegetación y las características composicionales y depositacionales de los materiales de la cuenca.

a) La Tectosecuencia A (Jurásico)

La primera fase extensional, de edad Jurásico, que se describe para el SaLAM está tenuemente representada por coladas basálticas delgadas (Formación Puerto Gómez) que se intercalan con conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, rojizos, interpretados como depósitos aluviales originados a partir de un relieve abrupto controlado

por las fallas ENE. Estas sedimentitas continentales se reúnen en la Formación Cañada Solís, la que fue definida originalmente por de Santa Ana & Ucha (1994) y que, sumada a los basaltos de Puerto Gómez, materializan la Tectosecuencia A del SaLAM. Cabe recordar que los basaltos que afloran al Oeste de la localidad de Tala en el departamento de Canelones fueron datados en 165 millones de años (Veroslavsky 1999), mostrando la misma edad que los basaltos que infrayacen a las sedimentitas continentales del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano de la Cuenca Norte (*vide* Capítulo III).

Durante este evento volcanosedimentario la subsidencia mecánica fue relativamente poco significativa, determinando que los fallamientos presentaran poco rechazo y los depósitos sedimentarios asociados fueran de escasa entidad. Sin embargo, no es posible descartar que buena parte de los registros geológicos correspondientes a este momento evolutivo de la cuenca fueran erosionados previo al desarrollo de la segunda fase de reactivación del SaLAM.

La Tectosecuencia A de la Cuenca Santa Lucía se correlaciona con la fase *sinrift* I de la Cuenca Punta del Este (*vide* Capítulo VIII), con el magmatismo Jurásico de la Cuenca Norte (*vide* Capítulo III), y con los términos dacíticos presentes en los alrededores de la ciudad de Río Branco en el departamento de Cerro Largo.

b) La Tectosecuencia B (Cretácico Temprano, Neocomiense)

La segunda reactivación que se registra en la cuenca posee también un carácter extensional y se desarrolla durante el Neocomiense. Se expresa en las rocas volcánicas que integran la Formación Arequita y también en algunos de los términos basálticos que se asocian a aquellas. Este evento, esencialmente volcánico, materializa la Tectosecuencia B. Algunos episodios sedimentarios que se observan saltuariamente en el extremo noreste de la Cuenca Santa Lucía pueden estar asociados a la tectónica que controló este episodio magmático.

La Tectosecuencia B muestra un mayor desarrollo en los segmentos intermedio y nororiental del SaLAM, donde el magmatismo alcanzó su máxima expresión durante el Neocomiense registrándose fuertes emplazamientos intrusivos, hipabisales y extrusivos. Sin duda, la constitución y estructuración que muestran los basamentos de cada uno de los segmentos condicionaron y regularon los emplazamientos ígneos diferenciales.

c) La Tectosecuencia C (Cretácico Temprano, Aptiense–Albiense)

A partir del Aptiense se constata una progresiva aceleración de la subsidencia mecánica en la Cuenca Santa Lucía, producto de la implantación de un campo de esfuerzo extensional vinculado a la actuación de una tectónica transtensiva dextral y sin magmatismo asociado. La sucesión de depósitos continentales que se reúnen en las formaciones Castellanos, Migues y Cañada Solís caracterizan este episodio de cuenca y definen la Tectosecuencia C.[7]

El modelo de sedimentación propuesto para el relleno de la Cuenca Santa Lucía durante esta etapa es de tipo hemigrábenes (*vide* Leeder & Gawthorpe 1987) donde el Alto de Santa Rosa (de dirección ENE) jugó un rol importante en la compartimentación estructural y subsidencia de la cuenca, condicionando la arquitectura depositacional y la distribución en subsuelo de las facies sedimentarias. El comportamiento del Alto de Santa Rosa definió las denominadas subcuencas Norte y Sur y además, controló el estilo de relleno sedimentario de los sistemas aluvio-fluviales y lacustres en el interior de cada uno de los hemigrábenes.

Inicialmente, en la región central de la cuenca (lugar que luego ocuparía el Alto de Santa Rosa) se instaló un cuerpo de agua dulce que propició el desarrollo de una sedimentación lacustre rica en materia orgánica, microfósiles y palinomorfos (Peel *et al.* 1998; Gallego *et al.* 1999; Campos *et al.* 1998b). Los depósitos asociados a este lago son esencialmente clásticos, pero incluyeron algunos episodios evaporíticos muy subordinados que permitieron la formación de niveles centimétricos de yeso y anhidrita.

Este cuerpo de agua, al que se denomina "Lago Castellanos", está litológicamente representado por arcilitas, limolitas y areniscas finas, negras a grises, a veces algo verdosas, que se reúnen en la Formación Castellanos. Se apoya en discordancia sobre los basaltos y niveles arenoconglomerádicos rojizos que componen los depósitos de la Tectosecuencia A. Esta formación fue definida por Zambrano (1974) exclusivamente a partir de datos de subsuelo, y posee una importante connotación económica regional ya que constituye la única roca con potencial generador de hidrocarburos conocida para el Cretáci-

7. El desarrollo en superficie y subsuelo de la Formación Cañada Solís se restringe casi exclusivamente a los bordes y altos de cuenca. Resulta entonces muy difícil separar, por criterios litológicos, los términos conglomerádicos que, superpuestos, corresponden a los distintos pulsos de reactivación que sufrió la cuenca. La imposibilidad de establecer en las situaciones proximales de cuenca los límites entre las unidades conglomerádicas de las tectosecuencias A y C, llevaron a la adopción del criterio litoestratigráfico comúnmente utilizado en columnas de cuencas *rift* de incluir a los conglomerados de borde en una misma unidad litoestratigráfica de carácter diacrónico. (*N. de los A.*)

co Temprano en las cuencas vecinas. Sin embargo, en la Cuenca Santa Lucía esta unidad presenta condiciones de inmadurez térmica (*vide* Capítulo VIII).

La naturaleza silicoclástica del relleno sedimentario, sumado a la alta proporción de materia orgánica preservada, permite sugerir condiciones de clima templado a cálido durante la depositación de la Formación Castellanos. La alta proporción de materia orgánica podría deberse al aporte de una flora abundante de regiones periféricas al cuerpo de agua. Los niveles delgados de areniscas finas a medias, masivas a gradadas, con contacto basal neto a irregular que se intercalan a las pelitas grises y negras que a veces llegan a conformar verdaderas ritmitas, fueron depositados por corrientes tractivas y/o suspensivas que afectaron esporádicamente las partes más profundas del Lago Castellanos. La edad Albiense de la Formación Castellanos está definida por una rica asociación palinológica estudiada por Campos *et al.* (1998a,b).

La arquitectura depositacional y facies sedimentarias que muestra la Formación Castellanos en los pozos de las subcuencas Sur y Norte (*e.g.*: pozos Castellanos y Sauce, respectivamente) sustenta que, como fue señalado, el Alto de Santa Rosa no operó como área fuente durante esta sedimentación. Asimismo, esta situación permite inferir que la parte más profunda del Lago Castellanos estuvo asociada a una subsidencia inicial de la región del proto-Alto. Luego, el Alto de Santa Rosa fue progresivamente levantado y erosionado constituyéndose en una estructura positiva que controló buena parte de los sistemas aluvio-fluviales que caracterizan la Formación Migues. Actualmente el Alto de Santa Rosa controla levemente la fisiografía algo ondulada que se expresa en la Cuchilla Grande.

Posteriormente, se registró en la Cuenca Santa Lucía una aceleración progresiva de la subsidencia mecánica definida por grandes fallamientos normales y el desarrollo de una sedimentación de tipo *red bed*, representada por pelitas, areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, rojizas, rosadas y naranjas que se reúnen en las formaciones Migues y Cañada Solís.

Los depósitos de la Formación Migues conforman la mayor parte del relleno de la cuenca, superando los 2.000 metros de potencia (Fig. 4). Estos son interpretados como depósitos fluviales y lacustres, asociados a algunos episodios presumiblemente eólicos, que fueron afectados por fuertes fallamientos con rechazos mayores a los 500 metros. El pasaje concordante a transicional que muestran las formaciones Migues y Castellanos permite admitir una edad Albiense para la primera, lo que además es verificado por datos palinológicos (Campos *et al.* 1997). Los fallamientos normales sincró-

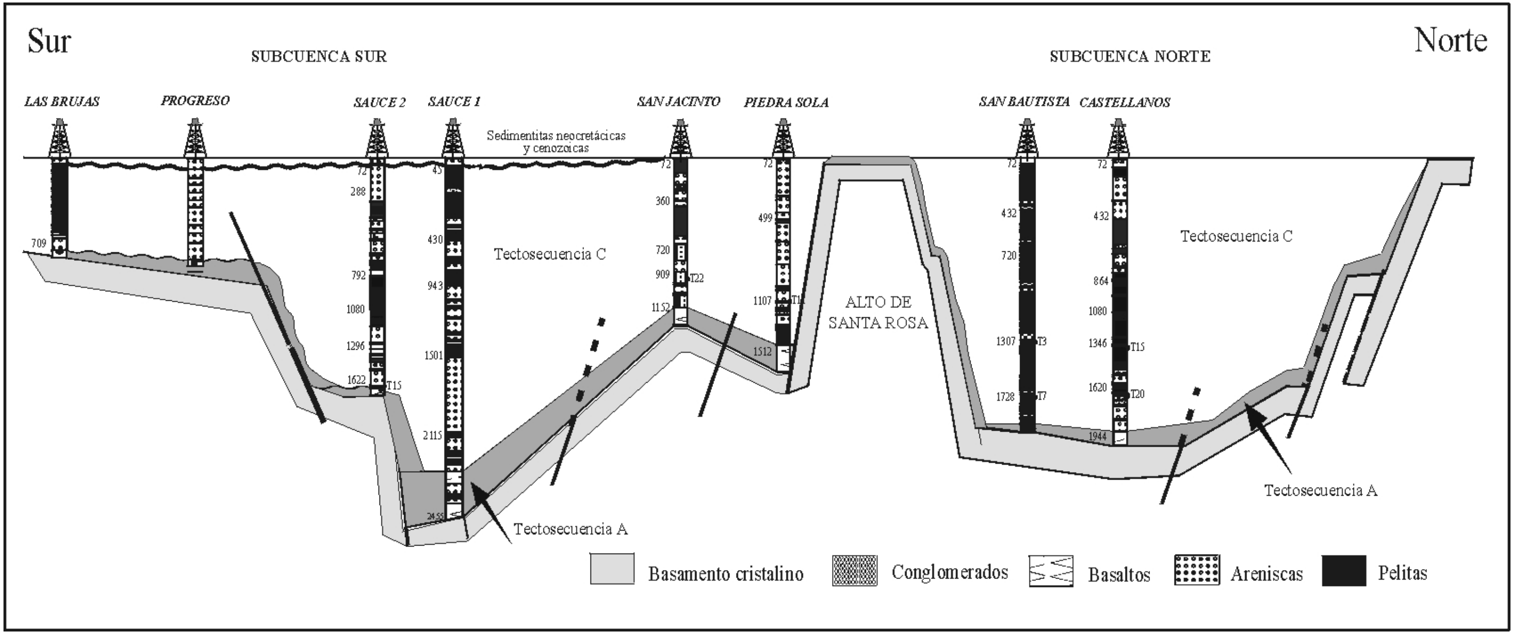


Figura 4 – *Corte geológico Norte–Sur de la Cuenca Santa Lucía.*
Muestra la distribución en subsuelo de las tectosecuencias, los depocentros sedimentarios y las litologías presentes en varias perforaciones. Modificado de Veroslavsky (1999)

nicos con la sedimentación continental albiense permiten constatar un comportamiento tectónico diacrónico de la Cuenca Santa Lucía cuando es comparado con los registros de los mismos intervalos de tiempo en las cuencas marginales atlánticas vecinas. Así, mientras que la fase *rift* asociada a los fuertes fallamientos en las cuencas marginales atlánticas transcurrieron durante el Jurásico Superior al Neocomiense en las cuencas Pelotas, Colorado y Salado, en la Cuenca Santa Lucía los grandes fallamientos transcurren durante el Albiense. Cabe recordar que la evolución tectosedimentaria diacrónica con respecto a la tectónica regional imperante es otra de las características que definen a las cuencas *pull-apart* (Nielsen & Sylvester 1995).

Durante la sedimentación "Migues" se reconocen dos tipos principales de transporte de los materiales sedimentarios: laterales y axiales. Los transportes de tipo lateral se desarrollan perpendicularmente a los bordes y altos internos de la cuenca (dirección de flujo N-S) y fueron gobernados por sistemas de abanicos aluviales vinculados a las fallas de dirección ENE. Las facies más proximales están representadas por la Formación Cañada Solís mientras que las intermedias y distales por la Formación Migues.

Los transportes de tipo axial se asocian a los depósitos que, dentro de los hemigrábenes, ocuparon sectores más distales a los bordes de cuenca y fueron gobernados por flujos de dirección ENE. El transporte axial fue controlado por niveles de base locales u otras depresiones menores que poseen un origen esencialmente tectónico ligado a la actuación de fallas de transferencia N-S. Estas depresiones generaron lagos de tamaño variable que en la columna de la cuenca están representados por paquetes de pelitas, arcilitas y pelitas arenosas, los que alcanzan potencias superiores a los 100 metros, situación que se identifica, por ejemplo, en los pozos San Jacinto y Sauce 1 (subcuenca Sur) y San Bautista y Castellanos (subcuenca Norte).

Estos lagos tectónicos, como fue señalado, estuvieron controlados por la subsidencia mecánica ligada a la actuación de fallas de disposición próxima a la dirección N-S (de tipo Riedel o transferencia). Los mismos sufrieron migraciones verticales y laterales producto de la propia dinámica impuesta por la deformación transtensiva dextral del *pull-apart*, la que progresivamente modificó y dislocó los depocentros. En cuencas que evolucionan como hemigrábenes, los sistemas de drenaje interior frecuentemente encajan en zonas de transferencia o en áreas entre terminaciones de bloques escalonados en el sentido longitudinal de las cuencas. Un ejemplo de esto lo constituye el pilar tectónico de dirección N-S que separa los depocentros Sauce y Piedra Sola, visualizado en la sísmica y la gravimetría, y verificado en los tres pozos realizados en San Jacinto.

Por otra parte, las fallas y lineamientos de dirección N-S (o muy próxima a ésta) fueron reactivados, en forma recurrente, durante la evolución cenozoica de la Cuenca Santa Lucía. Estos lineamientos controlaron el desarrollo de algunos depocentros oligocénicos y miocénicos, y actualmente algunos cursos de agua que corren en dirección N-S en los departamentos de Canelones y Montevideo (Fig. 5). De esta forma, los arroyos Canelón Chico y Pando están controlados por los mismos lineamientos N-S que durante el Cretácico Temprano delimitaron el desarrollo del depocentro Sauce. Una situación similar ocurre con los arroyos Solís Chico y Solís Grande con relación al depocentro cretácico Piedra Sola (Fig. 5). Lo anterior muestra que la reactivación del basamento ha sido recurrente a través de direcciones próximas a N-S. Esto último configura un rasgo distintivo en la evolución cenozoica del territorio uruguayo (*vide* otros ejemplos en el Capítulo III).

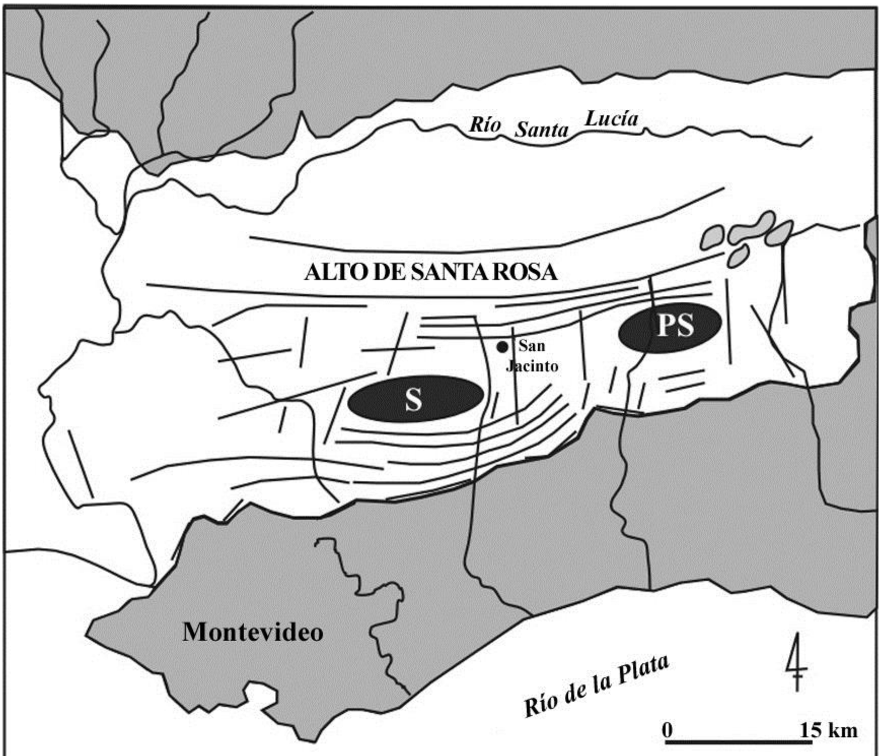


Figura 5 – *Mapa esquemático de la compartimentación estructural de la subcuenca Sur.*

La información de superficie y subsuelo (sísmica, gravimetría y perforaciones profundas) muestra el desarrollo de los depocentros Sauce (S) *y Piedra Sola* (PS) *y el control aproximado de éstos por lineamientos N-S (fallas de transferencias).*

Geología del segmento intermedio: remanentes volcánicos y sedimentarios de la región interserrana

En el segmento intermedio del SaLAM se comienza a delinear un leve alabeo en su traza de fractura principal, que pasa progresivamente a direcciones más submeridianas hacia el oriente, adquiriendo un diseño sigmoidal en planta. Asociado a este segmento, entre las fallas de Sarandí del Yi y Sierra Ballena (Fig. 6), el basamento exhibe anisotropías planares propias de su evolución metamórfica precámbrica (foliación, intrusiones graníticas y venulaciones), que se disponen preferencialmente con rumbos NE y N-S y son, en consecuencia, cortadas por las estructuras distensivas vinculadas al SaLAM.

Actualmente, la superficie del basamento aflora a unos 200 metros sobre el nivel del mar, razón por la cual sólo se reconocen remanentes mesozoicos aislados y delgados, preponderantemente volcánicos e hipabisales, en depresiones elongadas y estrechas, limitadas por fallas normales sublatitudinales y protegidas en parte de la erosión que peneplaniza al cratón. Así, se reconocen unidades volcánicas extrusivas básicas y ácidas, representadas por los basaltos y riolitas con edades en torno a los 120 y 130 millones de años (Bossi & Navarro 1991).

Los basaltos (*vide* Capítulo IV) se disponen en coladas no muy potentes que se asocian a pequeñas fosas de dirección preferencial NE, como las situadas al Norte de Minas y Noroeste de Villa Serrana (Fig. 6). Otras fosas pequeñas elongadas que muestran un notable control estructural de dirección N100° y 130° son las situadas al Noroeste de Mariscala y Sureste de Colón. En todas ellas es común que las coladas se dispongan directamente sobre áreas de basamento y, en algunos casos, se observan asociadas a las estructuras de alimentación. Las riolitas que ocurren en el segmento intermedio del SaLAM, cuyos rasgos petrográficos se analizaron en el Capítulo IV, conforman una sucesión volcanoclástica no muy potente con desarrollos preferenciales de dirección NE.

El SaLAM, en el sector intermedio, muestra su carácter transcurrente dextral, de componente transpresiva, en el arrumbamiento de los ejes longitudinales sublatitudinales a ESE-ONO de las fosas estrechas limitadas por fallas normales y con relleno volcanosedimentario de Minas, Aiguá, Colón y Lascano (Rossello *et al.* 2000). De esta forma, la disposición estructural de los diques basálticos, que caracterizan pequeñas fosas, indica fallamientos secundarios que a partir de las direcciones que exhiben son interpretados como sintéticas de tipo Riedel (N100º - ESE) y antitéticas de tipo anti-Riedel (O-NO).

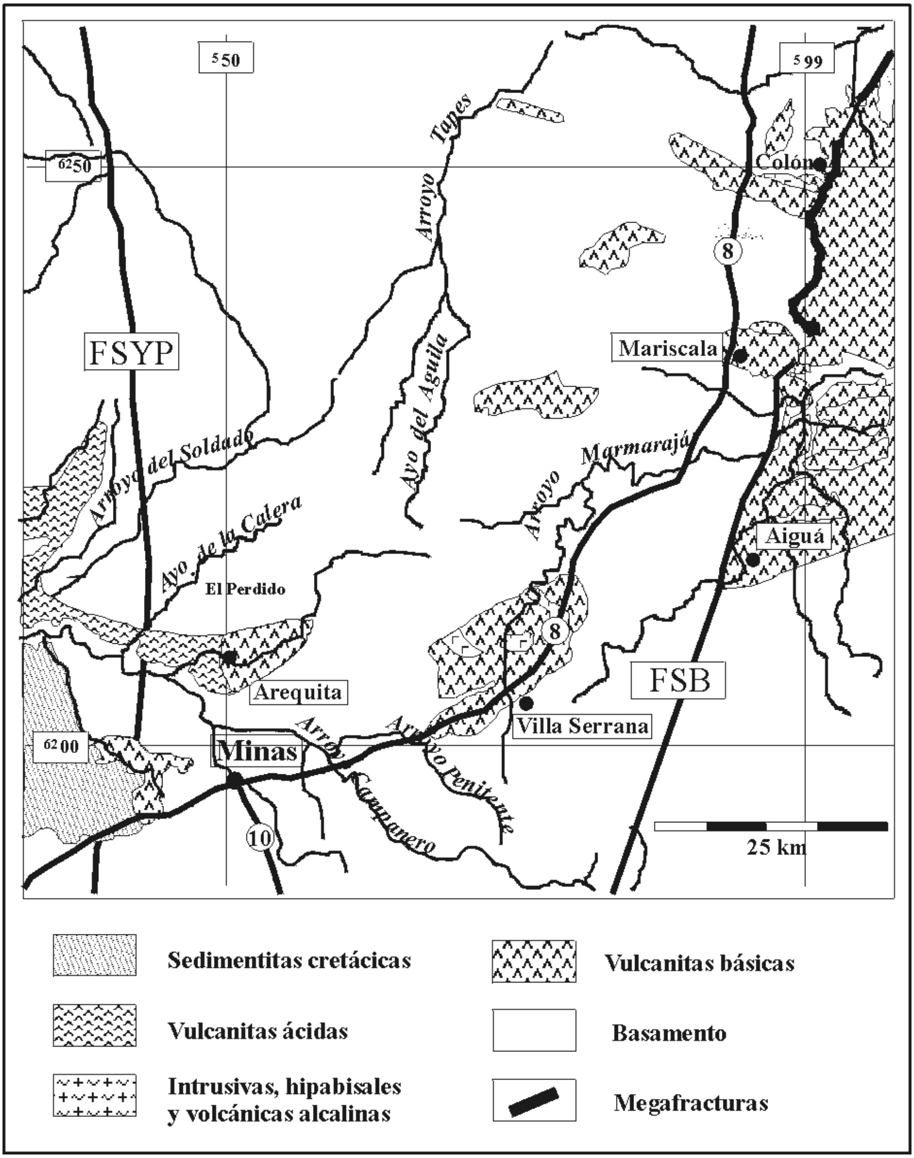


Figura 6 – *Segmento intermedio del SaLAM, entre las megafracturas Sarandí del Yi* (FSYP) *y Sierra Ballena* (FSB).
Detalle de los afloramientos de volcanitas cretácicas. (Tomado de Rossello et al. *2000)*

En la región de Arequita, en el pasaje del segmento sudoccidental al intermedio donde los términos riolíticos se apoyan sobre los basaltos, los registros cretácicos están afectados por fallas de rumbo N70° con componente dextral, conjugadas con otras fallas normales dispuestas con rumbos N140°.

En la región del arroyo El Perdido, al Noroeste de la ciudad de Minas, y en litologías conglomerádicas y areno-conglomerádicas rojizas que integran la Formación Cañada Solís (Rossello *et al.* 2000), se reconocen grietas lenticulares rellenas con cuarzo lechoso de hasta 1 metro de largo por 1 centímetro de potencia dispuestas subverticalmente con rumbos N110°. En conjunto, las mismas exhiben arreglos en trenes escalonados en bandas con rumbo N 80° sobre las que es posible determinar desplazamientos transtensivos dextrales. Cabe acotar que tanto algunos de los basaltos fuertemente fracturados y dislocados así como los conglomerados y areniscas deformadas que aparecen en la región intermedia del SaLAM, han sido a veces erróneamente asociados a unidades precámbricas. La inclusión de términos jurocretácicos dentro de unidades precámbricas, muy particularmente en la región al Norte de Minas, ha sido recurrente y surge del sofisma que establece que estilos tectónicos que involucran fuertes procesos de deformación, fracturación y hasta pliegues, en el territorio uruguayo, son "predevónicos".

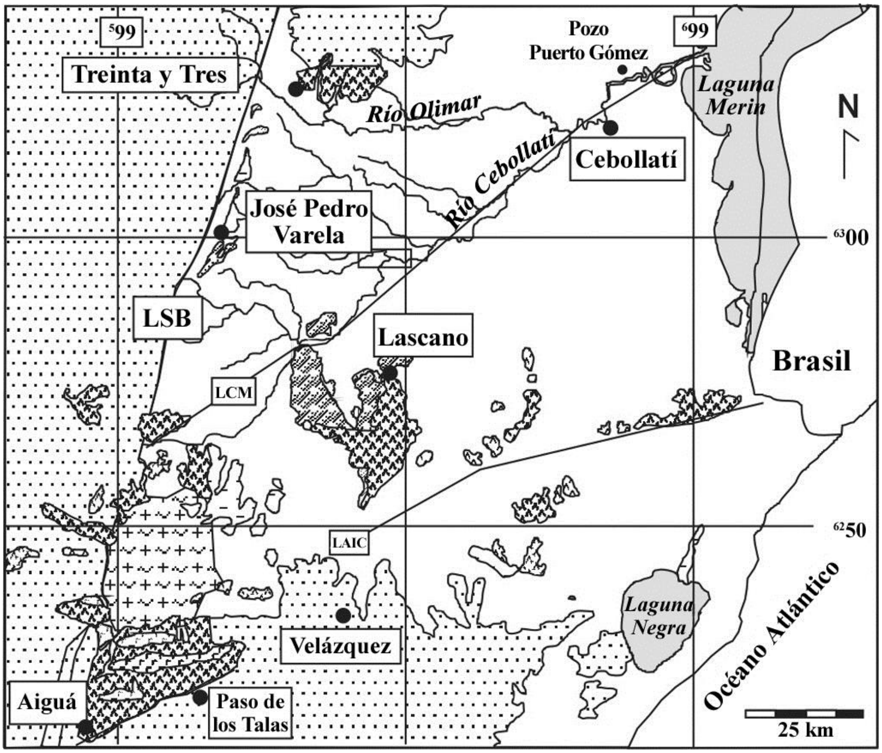


Figura 7 – *Esquema geológico-estructural del segmento nororiental del SaLAM.*

LCM = *Lineamiento Cebollatí–Merín;* LAIC = *Lineamiento Aiguá–India Muerta–Chuy. Los tramados representan lo mismo que en la Fig. 6. (Modificado de Rossello* et al. *2000)*

Geología del segmento nororiental: la Cuenca Laguna Merín

Al Este de la falla de Sierra Ballena (Fig. 2), rasgo estructural que define el límite Oeste del segmento nororiental, el SaLAM sufre una inflexión que lo dispone al Norte con rumbos N50º a 45° a partir del Lineamiento Cebollatí-Merín y, al Sur, N60º a partir del Lineamiento Aiguá–India Muerta–Chuy (Fig. 7). Este conjunto de estructuras controló la extensión y el magmatismo juroeocretácico que originó la Cuenca Laguna Merín, emplazándose más de 1.000 metros de basaltos y andesitas (Formación Puerto Gómez) que son alumbrados en el pozo Puerto Gómez N° 502 (entre –212 y –1.170 metros). Basándose en el análisis geoquímico de muestras de testigos de esa perforación, Gómez-Rifas & Masquelin-Arcelus (1996) interpretaron los últimos 400 metros como rocas asimilables a un fondo oceánico. Otros autores han propuesto una interpretación diferente para el comportamiento geoquímico de los basaltos del pozo Puerto Gómez (*vide* Capítulo IV).

Por otra parte, se destacan a lo largo del trazado del SaLAM pequeñas fosas como las de Lascano, Aiguá y Treinta y Tres. Estas están rellenas por basaltos, andesitas, riolitas y sedimentitas areno-conglomerádicas. Sin embargo, hacia el Oeste del segmento nororiental, se desarrolla una estructura ígnea de geometría subcircular que integra a los términos rocosos del Macizo Valle Chico (Muzio 2000). Este macizo, de edad Cretácico Temprano, está afectado por una intensa fracturación cuya dirección preponderante es NO (Pirelli 1999). El emplazamiento del macizo fue controlado por la intersección de la traza del SaLAM y la falla Sierra Ballena (con dirección N-S en esta región) lo que es coherente con la dirección de extensión máxima casi E-O para la placa Sudamericana en el Neocomiense.

En el labio sur de la fosa Aiguá se observan elementos estructurales que denotan la actuación de una deformación transcurrente dextral. Los filones de cuarzo con agregados fluoríticos muestran una disposición en planta de forma sigmoidal, preferencialmente con dirección NE hasta E-O e inclinaciones comprendidas entre la vertical y los 80° hacia el Norte (Fig. 8). Bosse *et al.* (1982) indicaron originalmente que la deformación pudo haberse generado a partir de la actuación de movimientos parciales horizontales a lo largo de la falla de borde de la fosa en dirección 70° E. A su vez, reconocieron una fase de deformación sin- a postectónica al proceso hidrotermal que diera origen a los filones fluoríticos y cuarzosos.

Otro rasgo geológico-estructural sobresaliente asociado a la evolución del SaLAM se presenta en la Cuenca Laguna Merín. En la región de la

Laguna Merín se registra la anomalía gravimétrica positiva de Bouguer más importante del territorio continental de Uruguay (Servicio Geográfico Militar, 1973). La misma alcanza valores superiores a los +100 mGal y contrasta fuertemente con el comportamiento gravimétrico regional del resto del basamento. La anomalía posee una extensión de más de 80 kilómetros y un ancho promedio de 40 kilómetros, abarcando parcialmente los departamentos de Rocha, Lavalleja y Treinta y Tres. Cabe acotar que en relación a esta anomalía, Shukowsky *et al.* (1991) sugirieron un mecanismo de sobrecarga cortical que explicaría la actual subsidencia de las áreas relacionadas a la Laguna Merín.

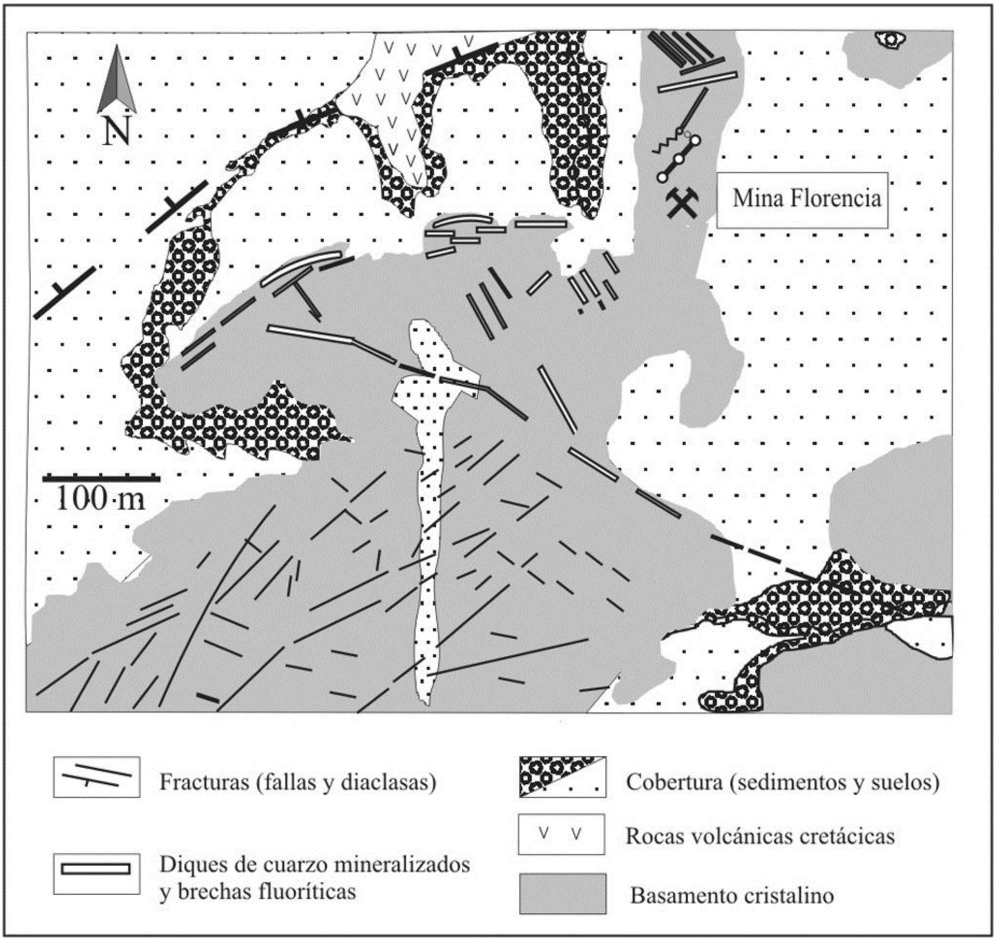


Figura 8 – *Esquema geológico del sector de las vetas de fluorita de Mina Florencia.*

Las vetas están emplazadas sobre el contacto entre el basamento al Sur y volcanitas cretácicas al Norte. (Simplificado de Bosse et al. *1982)*

La anomalía muestra en planta un diseño alargado en la dirección NEE, exhibiendo tres picos de mayor intensidad (Reytmar, 2001). Ha sido interpretada por Rossello *et al* (2000) como la respuesta de mayor densidad de una gran masa de material de origen mantélico, que puede expresar la generación de una protocorteza oceánica por la presencia de diques y derrames básicos y máficos. Las principales evidencias sobre el origen del exceso de gravedad en la región de la Laguna Merín fueron reseñadas por Veroslavsky *et al.* (2002). Por último, resulta interesante señalar que la anomalía está limitada en planta por los lineamientos Cebollatí–Merín y Aiguá–India Muerta–Chuy, determinando los mismos una geometría romboidal (Fig. 7). Esa configuración estructural sugiere una morfología semejante a un *pull-apart* (*vide* Mann *et al.* 1983) con una geometría y disposición elongada en dirección N70°, que indica transtensión dextral (Christie-Blick & Biddle 1985) tal como se esquematiza en la Fig. 9.

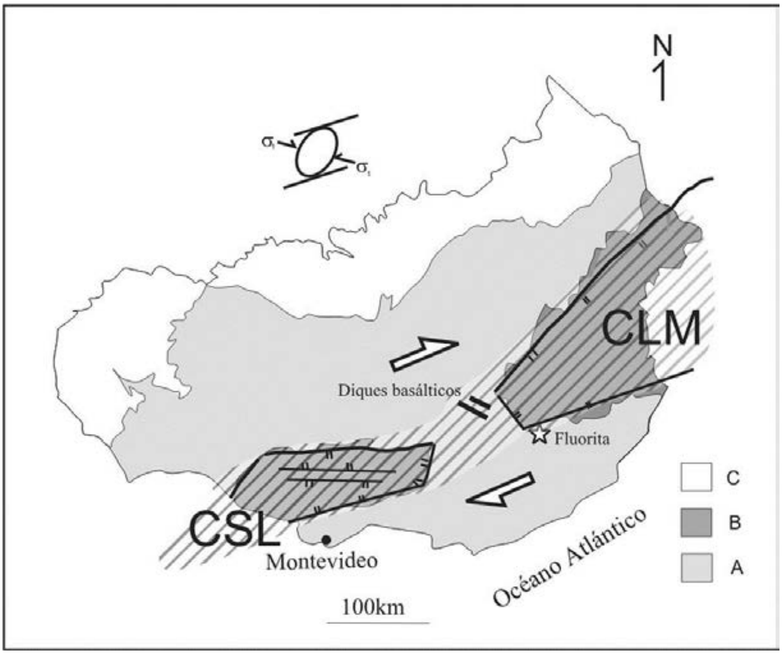


Figura 9 – *Esquema cinemático transcurrente dextral del Lineamiento SaLAM.*

A, *indica los afloramientos de basamento cristalino;* B, *indica la posición de los depocentros juro-cretácicos contemporáneos con el SaLAM: Cuenca Santa Lucía* (CSL) *en el extremo sudoccidental y de la Cuenca Laguna Merín* (CLM) *en el extremo nororiental; y* C, *indica los afloramientos de la Cuenca Norte. El segmento intermedio se encuentra casi desprovisto de sedimentación jurocretácica por su carácter transpresivo que controla el emplazamiento de diques basálticos (remarcados con trazos gruesos) que siguen fracturas extensionales dispuestas paralelamente a la dirección de compresión, tal como se expresa en el diagrama inserto. La estrella indica la posición de las vetas de fluorita.*

SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL CORREDOR SaLAM

Durante la evolución Jurásico – Cretácico Temprano del SaLAM se reconocen dos fases tectónicas:

i) la inicial o temprana, que transcurre desde el Jurásico Superior al Neocomiense, de carácter meramente extensional y ampliamente reconocida a nivel regional por sus importantes registros magmáticos y sedimentarios asociados (*vide* Capítulos I, III y IV) y;
ii) la posterior o tardía, a partir del Aptiense, donde gradualmente se define el carácter transcurrente dextral que concentró los esfuerzos transtensivos, disipándolos a través de las principales discontinuidades del basamento precámbrico. La Fig. 10 muestra la correlación que existe entre los registros geológicos que se desarrollan en el interior del corredor estructural y las fases tectónicas reconocidas.

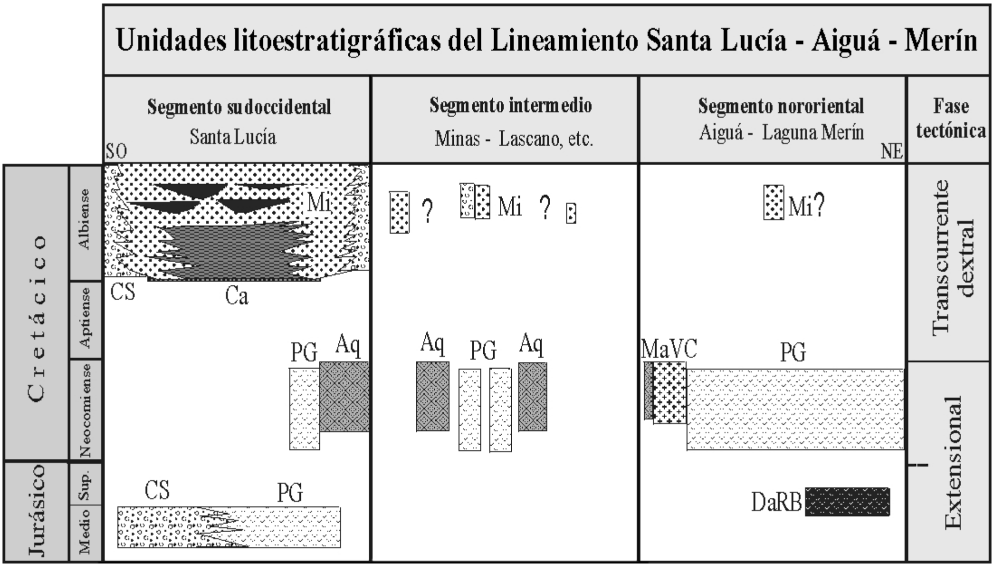


Figura 10 – *Registros del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín: fases tectónicas y unidades estratigráficas.*

CS = *Formación Cañada Solís;* PG = *Formación Puerto Gómez;* DaRB = *dacitas de Río Branco;* Aq = *Formación Arequita;* MaVC = *Macizo Alcalino de Valle Chico;* Ca = *Formación Castellanos;* Mi = *Migues ?: sedimentitas asignadas a las formaciones Migues y Cañada Solís.*

La fase de reactivación inicial (extensional, Fig. 10) está emparentada con la megafracturación del Gondwana Occidental, evento policíclico y de

larga duración (*vide* Capítulo I). Se reconocen al menos dos pulsos tecto-magmáticos asociados a la evolución del SaLAM. El más antiguo está representado por los basaltos y dacitas jurásicos que se desarrollan en el extremo oriental y occidental del SaLAM. Este pulso se correlaciona con la reactivación extensiva inicial de la Tectosecuencia volcanosedimentaria de edad Jurásico – Cretácico Temprano de la Cuenca Norte (Capítulo III). Asimismo, ésta encuentra correlación con la fase *sinrift* I de la Cuenca Punta del Este (Capítulo VIII). Hacia el Neocomiense se desarrolló un segundo pulso extensional con importantes registros magmáticos asociados, fundamentalmente expresivos en los segmentos intermedio y noroccidental del SaLAM (Puerto Gómez, Arequita y Valle Chico). Este importante evento magmático que ocurre en el interior del SaLAM se correlaciona con el evento Serra Geral–Etendeka (*vide* Capítulo IV).

La fase tectónica tardía (transcurrente dextral, Fig. 10), se vincula a los esfuerzos compresivos generados por el paulatino aumento de la velocidad de deriva de la placa Sudamericana hacia el Oeste y por el desarrollo de la subducción protoandina en el margen occidental (Fig. 11). Inicialmente, la tectónica estuvo dominada por un régimen de subsidencia térmica que involucró fenómenos de flexuras corticales bajo una relativa calma tectónica y escasos episodios magmáticos asociados (*vide* Capítulo VIII). Progresivamente, el desplazamiento de rumbo dextral que afecta la traza del SaLAM determinó las geometrías y arreglos estructurales que exhiben los diques, la configuración geométrica de los principales depocentros, los patrones de deformación de filones, los arrumbamientos de los ejes de las principales fosas, las direcciones de fracturación y la disposición estructural de fallamientos secundarios (*vide* Rossello *et al.* 2000, 2001). Esta fase se correlaciona con la sedimentación pos-basáltica que ocurre en el Norte (*vide* Capítulo VII).

La actividad del SaLAM no cesó definitivamente a finales del Cretácico Temprano. Sus efectos posteriores son más notorios en el segmento intermedio, donde el lineamiento presenta pandeos o curvamientos locales del plano principal ligeramente rotado hacia posiciones más submeridianas. Esta situación, localmente constrictiva, pudo haber sido la responsable del abovedamiento del basamento cristalino y determinado el ascenso diferencial del segmento intermedio como un pilar tectónico con respecto a los segmentos vecinos. En consecuencia, este ascenso progresivo durante el Cretácico y parte del Cenozoico podría ser la razón por la que este tramo exhibe solamente retazos volcánicos basales apoyados sobre el basamento, o inclusive, hacia el Este, justificando la presencia de términos ígneos emplazados en sectores más profundos de la corteza.

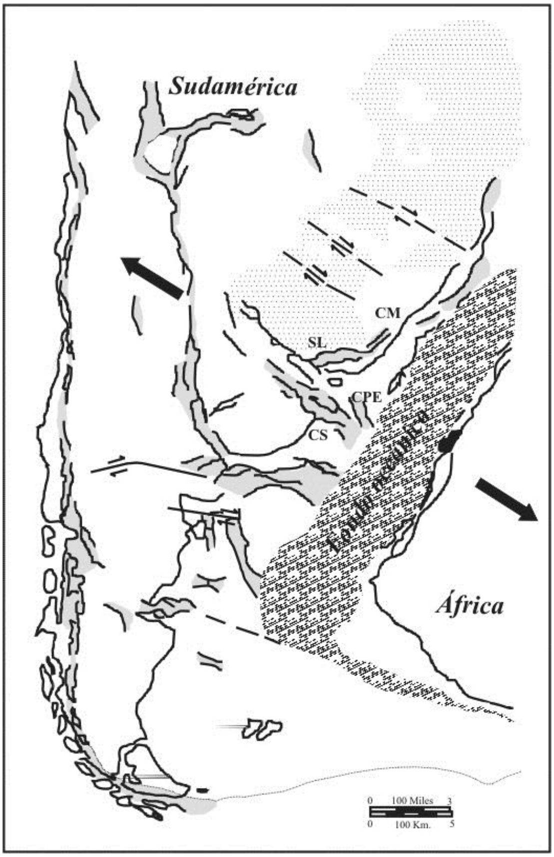


Figura 11 – *Esquema tectónico del extremo austral del continente sud-americano durante el Cretácico.*
SL: *Cuenca Santa Lucía;* CS: *Cuenca del Salado;*
CPE: *Cuenca Punta del Este;* CM: *Cuenca Laguna Merín.*
Las flechas indican la dirección de divergencia relativa entre Sud-América y África. Las zonas grisadas oscuras indican la posición de corteza oceánica; las zonas grisadas claras indican la posición de depocentros sedimentarios; y las zonas punteadas tenues indican la posición de las efusiones basálticas de la Formación Serra Geral. (Tomado y modificado de Uliana & Biddle 1988)

Finalmente, a partir de la información de subsuelo de la Cuenca Santa Lucía se puede reconocer fenómenos de reactivación tectónica sutiles que invierten algunas estructuras distensivas que se desarrollan contra o muy próximas al Alto de Santa Rosa (Rossello *et al.* 1999b). Éstas probablemente se asocien a la reactivación andina cenozoica, mostrando patrones acordes con la deformación global de toda la placa Sudamericana (Cobbold *et al.* 1996).

Bibliografía

Bosse HR, Gómez-Rifas CG & Mari C (1982): *Estudio geológico de la mina de fluorita "Florencia", Departamento de Maldonado, Uruguay*. DINAMIGE/Instituto Federal de Geociencias y Materias Primas (Hannover), 25p. (Informe inédito)

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469pp.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 970pp.

Bossi J & Campal N (1992): *Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior en el Uruguay*, pp. 343-356 de: Gutiérrez Marco JG, Saavedra J & Rábano I (eds.): *Paleozoico inferior de Ibero–América*, Universidad de Extremadura (España).

Bossi J, Ferrando LA, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Carta geológica del Uruguay, escala 1/500.000*. Geoeditores SRL (CD-Rom), Montevideo.

Campos C, García J, Dino R & Veroslavsky G (1997): *Registro de palinomorfos na Formação Migues (Poço SL11-SP1), Bacia de Santa Lucía–Uruguai*. Revista UNG, serie Geociências II(1): 85-97.

Campos C, García J, Dino R, Veroslavsky G & Fulfaro VJ (1998a): *Palinomorfos da Formação Castellanos, na porção Norte da Bacia de Santa Lucía, Albiense-Uruguay*. Revista Guarulhos, serie Geociências, III (6): 5-21.

Campos C, Garcia J, Dino R, Veroslavsky G, Saad A & Fulfaro VJ (1998b): *Registro palinológico dos poços SL9-SL e SL12-SB, Formação Castellanos na porção norte da Bacia de Santa Lucía*. Actas 2º Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay; pp. 173-176.

Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 37: 1-73.

Christie-Blick N & Biddle KT (1985): *Deformation and basin formation along strike-slip faults*, pp. 1-34 de: Biddle KT & Christie-Blick N (eds.): *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37, Tulsa.

Cobbold PR, Szatmari P, Lima C & Rossello E (1996): *Cenozoic deformation across South America: continent-wide data and analogue models*. III International Symposium on Andean Geodynamics, ORSTOM-Géosciences Rennes (Saint-Malo, Francia) 1: 21-24.

de Santa Ana H, Goso C, Muzio R, Oyhantçabal P & Veroslavsky G (1994): *Bacia do Santa Lucia (Uruguai): evoluçaõ tectonica e sedimentar*. Geociências 13 (1): 37-52.

de Santa Ana H & Ucha N (1994): *Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the uruguayan sedimentary basins.* ANCAP, Montevideo, 98pp. (informe interno)

Gallego OF, Campos CC & Veroslavsky G (1999): *Conchóstracos de la Formación Castellanos (Cretácico inferior) de Uruguay (Cuenca de Santa Lucía),* pp.181 – 188 de: Anais 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, UNESP/SBG, Serra Negra, Brasil.

Gómez-Rifas CG & Masquelin-Arcelus HC (1996): *Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay*. Actas XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, AGA, III: 635-652, Buenos Aires, Argentina.

Hedberg HD (1980): *Guía estratigráfica internacional*, Reverté, Barcelona, 205 pp.

Jones G (1956a): *Some deep Mesozoic basins, recently discovered in southern Uruguay*. Actas Congreso Geológico Internacional, México, Secc II: 53-72.

Jones G (1956b): *Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del departamento de Canelones*, Boletín del Instituto Geológico y Perforaciones 34: 1-193.

Leeder MR & Gawthorpe RL (1987): *Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins*, pp. 139-152 de: Coward MP, Dewey JF & Hancock PL (eds.) *Continental extensional tectonics.* Geological Society Special Publication 28.

Mann P, Hempton MR, Bradley DC & Burke K (1983): *Development of pull-apart basins*. Journal of Geology 91: 529-554.

Muzio R (2000): *Evolução petrológica e geocronológica do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, Tese de Doutorado, 171pp.

Naylor MA, Mandl G & Supesteijn CHK (1986): *Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states*. Journal of Structural Geology 8 (7): 737-752.

Nielsen TH & Sylvester AG (1995): *Strike-slip basins*, en: Busby CJ & Ingersoll RV: *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, Cambridge, 549pp.

Peel E, Veroslavsky G & Fulfaro VJ (1998): *Geoquímica de las sedimentitas de las Formaciones Castellanos y Migues de la Cuenca de Santa Lucía*. Actas 2º Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, pp. 151-157.

Pirelli H (1999): *Contribución al conocimiento de la Formación Valle Chico, Uruguay*, pp. 433-437 de: Anais 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, UNESP/SBG, Serra Negra, Brasil.

Reytmar G (2001): *Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín*. Actas XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología, SUG – DINAMIGE, CD-Rom, Montevideo.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (1999a): *El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Un* rifting *transtensivo mesozoico abortado durante la apertura atlántica?*, pp. 443-448 de: Anais 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, UNESP/SBG, Serra Negra, Brasil.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (1999b): *Rasgos transtensivos dextrales Juro-Cretácicos en la Cuenca Santa Lucía (Uruguay) y sus posibles reactivaciones andinas*. Actas XIV° Congreso Geológico Argentino (Salta) 1: 189-192.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2000): *El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica*. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 749-756.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2001): *La Cuenca Santa Lucía (Uruguay): un* pull-apart *Juro-Cretácico transtensivo dextral*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(1): 38-50.

Servicio Geográfico Militar (1973): *Carta gravimétrica provisoria de la República Oriental del Uruguay, a escala 1:1.000.000*, Montevideo.

Shukowsky W, Vasconcellos ACBC & Mantovani MSM (1991): *Estructuração dos terrenos pré-cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico*. Revista Brasileira de Geofísica 9(2): 275-287.

Sprechmann P, Bossi J & Da Silva J (1981): *Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay*, pp. 239-270 de: *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico 1. Buenos Aires.

Uliana MA & Biddle KT (1988): *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America*. Revista Brasileira de Geociências 18(2): 172-190.

Veroslavsky G (1999): *Geología da Bacia de Santa Lucia - Uruguai*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, Tese de Doutorado, 152pp.

Veroslavsky G, Rossello EA & de Santa Ana H (2002): *Evolución jurocretácica del Lineamiento Santa Lucía–Aigúa–Merín (Uruguay): origen del exceso de gravedad de la región de Laguna Merín*, pp. 181-186 de 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 2º Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, São Pedro, Brasil.
Zambrano JJ (1974): *Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la Provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29(4): 443-453.

EL CRETÁCICO POST-BASÁLTICO Y EL TERCIARIO INFERIOR DE LA CUENCA LITORAL DEL RÍO URUGUAY: GEOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA

César Goso Aguilar y Daniel Perea

LA CUENCA LITORAL DEL RÍO URUGUAY SE LOCALIZA ENTRE los paralelos 31º30' y 34º00' de latitud Sur y los meridianos 57º00' y 58º00' de longitud Oeste. Ocupa una superficie de aproximadamente 25.000 km^2 y parcialmente los departamentos de Salto, Paysandú, Río Negro, Colonia, Flores y Durazno. También aparecen aislados algunos afloramientos en los departamentos de Tacuarembó y Canelones (Fig. 1).

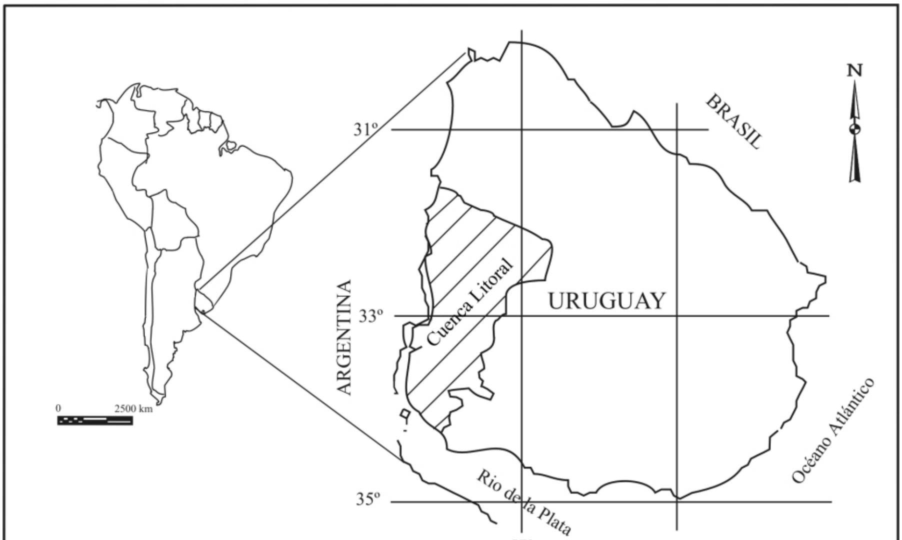


Figura 1 – *Localización de la Cuenca Litoral del Río Uruguay.*

El escenario sedimentario durante el Mesozoico en esa porción de Uruguay –que geográficamente se continuó en la Mesopotamia argentina– tuvo un origen y una historia depositacional particular, que amerita su tratamiento independiente del resto de las cuencas del país. Si se considera el conjunto total de su relleno (Cretácico + Cenozoico), éste no alcanza las tres centenas de metros, pero sus depósitos han sido motivo de muchos estudios geológicos e interesantes hallazgos paleontológicos. En ellos están registradas las condiciones paleoambientales que comenzaron a partir del Neocomiense y se expone muy bien un conjunto de procesos epigenéticos que se produjeron durante el Terciario Inferior.

Una primera fase en el conocimiento geológico de estos depósitos data del comienzo del siglo pasado (Araújo 1904) hasta el inicio de la década de 1930 (Walther 1931). En esta etapa, se efectuaron los principales descubrimientos fosilíferos (*vide* von Huene 1929, 1934; Rusconi 1933).

Una segunda fase estuvo caracterizada por trabajos cartográficos, que comenzaron a partir de mediados de la década del treinta, ejecutados por la Administración Nacional de Combustibles Alcoholes y Portland (ANCAP). De esta forma, surgieron mapas geológicos de los diferentes departamentos del litoral oeste uruguayo a escala 1:250.000. Esto constituyó un notorio avance en el conocimiento geológico y estratigráfico, tal como lo demuestran las contribuciones de Lambert (1939, 1940) y Serra (1943, 1945).

Una tercera etapa estuvo signada por el conocimiento de la estructura subsuperficial. La ejecución de tres perforaciones con fines exploratorios para hidrocarburos realizadas a fines de la década del cincuenta, permitió conocer el desarrollo en profundidad de las unidades cretácicas. Como resultado de esas perforaciones fueron creados dos importantes puntos turísticos termales (Almirón y Guaviyú) en el departamento de Paysandú.

A comienzos de la década de 1970, además de la planta cementera de ANCAP, se implementaron otros pequeños emprendimientos privados que necesitaron de trabajos geológicos y exploratorios para abastecimiento de materia prima calcárea. Pero, recién a partir de mediados de los noventa es que se producen algunas contribuciones sedimentológicas puntuales realizadas tanto por investigadores de la Universidad de Buenos Aires, como por investigadores de la Universidade Estadual Paulista de Rio Claro, sumado a trabajos específicos desarrollados durante una tesis doctoral (Goso 1999) y los que se ejecutaron con motivo de un proyecto para el estudio de calizas en Paysandú. Estos aportes contribuyeron a la comprensión de la evolución sedimentaria y estratigráfica del Cretácico post-basáltico en Uruguay, así como

también al entendimiento de la sucesión de un conjunto de fenómenos epigenéticos que afectaron a esos depósitos. Una parte de los resultados de esos trabajos son presentados en este Capítulo.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

En los sectores Norte y Noreste, el substrato está constituido por rocas pertenecientes a los basaltos de la Formación Arapey (Bossi 1966) cuya edad oscila los 132 millones de años (Ceraud *et al.* 1999). El basamento cristalino, presente en el sector Sur y Sureste del litoral Oeste de Uruguay está constituido por terrenos "granito-greenstone", que pertenecen al denominado "terreno Piedra Alta" (Bossi *et al*. 1993) de edad Paleoproterozoico. Es importante destacar que las principales direcciones estructurales heredadas del basamento son discontinuidades de direcciones EO y la falla Sarandí del Yi – Arroyo Solís Grande (Preciozzi *et al*. 1979). Por su parte, las estructuras de los derrames basálticos están representadas por el Lineamiento Daymán-Bonete (Fig. 2) de dirección NNO y por direcciones NS (ANCAP 1993).

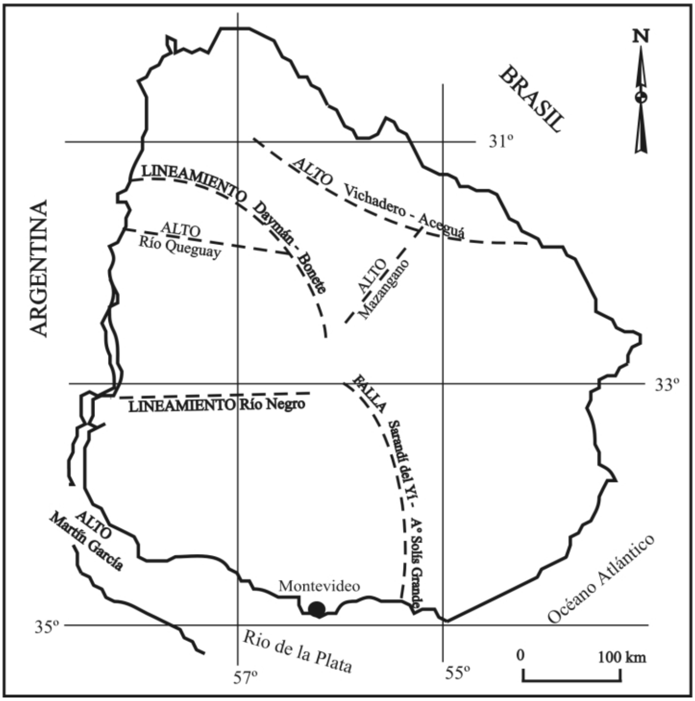


Figura 2 – *Principales altos y lineamientos estructurales de los sectores Centro y Oeste de Uruguay.*
Modificado de ANCAP (1993)

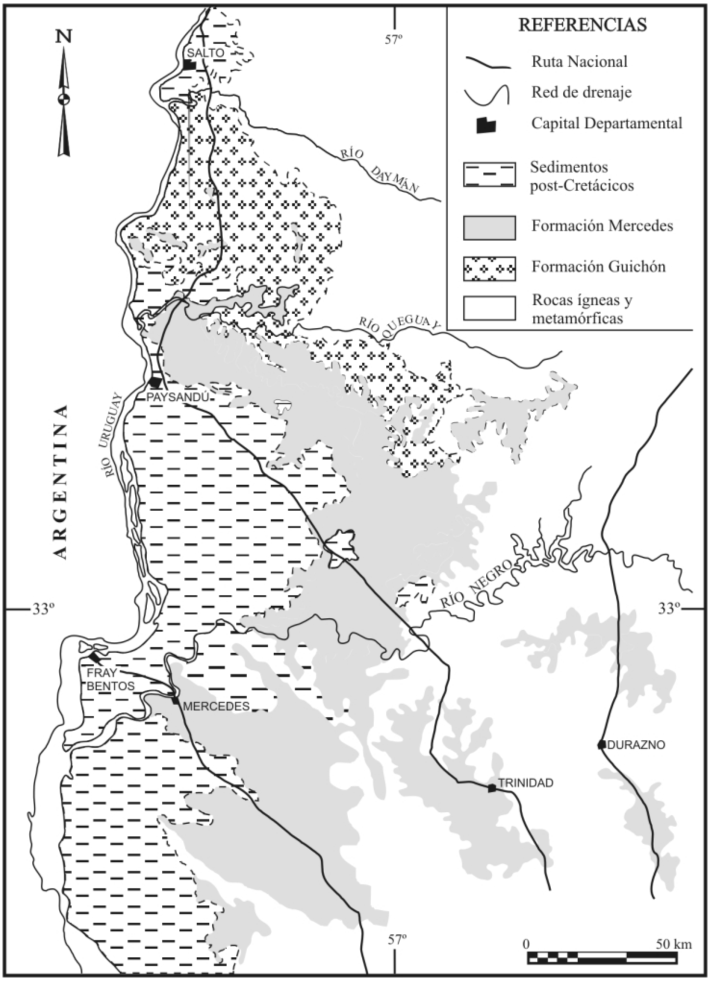


Figura 3 – *Mapa geológico del Oeste de Uruguay.*
Modificado de Preciozzi et al. *(1985)*

En particular, se presentarán aquí diferentes aspectos geológicos y paleontológicos que corresponden al Cretácico y al Terciario Inferior (Paleoceno), representados por las formaciones Guichón, Mercedes y Queguay (Fig. 3). Asimismo, siguiendo los criterios de la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NASCN 1983), se define por primera vez para la geología de Uruguay una unidad de carácter edafoestratigráfica (Geosuelo del Palacio) para distinguir cuerpos rocosos formados por varios niveles de suelos superpuestos o intercalados entre rocas estratificadas, y se propone su identificación con el Miembro del Palacio de la Formación Mercedes. A su vez, en función de su importante expresión superficial y a la luz de los nuevos conocimientos sobre la génesis de los paquetes calcáreos conocidos tradicionalmente

como “Calizas del Queguay”, se propone utilizar la definición de Formación Queguay (Goso 1965), para distinguir paquetes producto de una eficaz calcretización que se produjo en el Terciario Inferior. Estos paquetes surgieron como resultado de procesos epigenéticos que afectaron principalmente –aunque no únicamente– a las rocas cretácicas. En la Fig. 3 se ilustra la distribución superficial de la Formación Guichón y Formación Mercedes en aquella región.

Este escenario sedimentario se continuó al Oeste en la Mesopotamia argentina. Allí, se correlaciona a la Formación Guichón con la Formación Puerto Yeruá de Padula y Mingramm (1968) y de Chebli *et al*. (1979) y con la Formación Saldán de Santa Cruz (1972). Por su parte, se propone establecer una correlación de la Formación Mercedes con la Formación Mariano Boedo de Russo *et al*. (1979). Las correlaciones propuestas se ilustran en la Fig. 4.

<table>
<tr><td></td><td></td><td colspan="3">UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td colspan="2">URUGUAY</td><td>ARGENTINA</td></tr>
<tr><td>TERCIARIO</td><td>PALEOCENO</td><td colspan="2">Fm. Queguay</td><td>Fm. Pay Ubre
Fm. Arroyo Castillos</td></tr>
<tr><td rowspan="3">CRETÁCICO</td><td>SUPERIOR</td><td>Fm. Mercedes</td><td>Miembro del Palacio
Miembro Yapeyú
Miembro del Chileno</td><td>Fm. Mariano Boedo</td></tr>
<tr><td rowspan="2">INFERIOR</td><td colspan="2" rowspan="2">Fm. Guichón</td><td>Fm. Saldán</td></tr>
<tr><td>Fm. Puerto Yeruá</td></tr>
</table>

Figura 4 – *Unidades sedimentarias de la Cuenca Litoral del Río Uruguay y correlación con unidades de la Mesopotamia argentina.*

FORMACIÓN GUICHÓN (APTIENSE)

Facies, procesos sedimentarios, espesores y relaciones de contacto

Lambert (1940), al realizar el levantamiento cartográfico del departamento de Paysandú destacó la presencia de areniscas finas, bastante arcillosas, rojas, con granos cuarzosos y redondeados, que definió como “Are-

niscas de Guichón". Según Goso (1999), esta unidad muestra la predominancia de litofacies arenosas sobre las conglomerádicas y las pelíticas. Aproximadamente el 90 % de las litologías correspondientes a esta unidad son areniscas finas a medias, de colores que varían entre el rosado grisáceo y el rojizo grisáceo. Presentan una matriz pelítica de color rosado intenso, que constituye aproximadamente el 30-35 % del total de la roca y le da la textura matriz-soporte. El grado de selección es moderado a bueno. Entre 80-85 % de los clastos son cuarzosos y subredondeados. Los clastos de feldespatos (ortosa y plagioclasa) presentan un grado de alteración incipiente. En una proporción de 2-3 % aparecen clastos de minerales opacos y fragmentos líticos de basaltos. Litológicamente pueden ser definidos como *wackes* feldespáticos. En estas litofacies predomina el aspecto masivo, aunque también fue posible identificar laminación plano paralela, de tipo cruzada ("*ripple*"), formas de lecho onduladas y estratificación gradada. Es bastante frecuente encontrar estructuras tubulares centimétricas, vacías o rellenas total o parcialmente, asociadas a cemento o nódulos carbonáticos, que evidencia bioturbación por raíces (Goso 1999).

Cuando el substrato basáltico está muy cercano (borde oriental y norte), estas areniscas presentan silicificación. En estos casos los colores son grises. En la perforación Guaviyú se observaron tres intercalaciones de areniscas silicificadas entre 8 y 16 metros.

Secundariamente a estas litologías arenosas, aparecen conglomerados rosados, constituidos por cantos polimícticos (de cuarzo, areniscas y basaltos), desde angulosos a subredondeados, a veces con intraclastos pelíticos marrones que se concentran en la base de los estratos. Son de baja selección granulométrica y a veces muestran gradación normal, estratificación cruzada acanalada o son masivos. La matriz de estos conglomerados es esencialmente de arena media a fina o incluso pelítica (Goso 1999).

Subordinadamente a estas dos litofacies, la Formación Guichón expone estratos de orden métrico de espesor, constituidos por pelitas marrones y rojizas, masivas y laminadas, generalmente con estructuras de carga y geometrías lenticulares. Análisis por difractometría de RX en dos muestras revelaron una composición fundamentalmente esmectítica (> 90 %) y subordinadamente caolinítica (< 10 %) (Goso, *op.cit.*).

Las relaciones de contacto de la Formación Guichón son discordantes en la base con los basaltos de la Formación Arapey. En el tope, dependiendo de la porción de cuenca que se considere, las relaciones de contacto son dis-

cordantes con conglomerados y areniscas de la Formación Mercedes (Cretácico Superior); o con limolitas de la Formación Fray Bentos (Oligoceno); con areniscas de la Formación Salto (Plio-Pleistoceno) o con depósitos cuaternarios.

Las geometrías de este conjunto litológico son generalmente lenticulares y tabulares. Mientras que los cuerpos de rocas predominantes corresponden a barras, los canales observados muestran relaciones ancho/profundidad que varían entre 5 y 11.

Los mayores espesores oscilan la centena de metros. En la Fig. 5 se presentan las profundidades máximas detectadas en diferentes perforaciones de Uruguay y Argentina de las formaciones Guichón y Puerto Yeruá.

Pozo	Espesor (m)	Localidad	Departamento/Provincia
OSE 1045/1	72,5	Quebracho	Paysandú
ANCAP	56,1	Guaviyú	Paysandú
OSE 516/3	93,6	Aº Guayabos	Paysandú
ANCAP	96	Aº Guayabos	Paysandú
OSE 421002	58	Guichón	Paysandú
OSE 433002	92 *	Algorta	Río Negro
OSE 511007	114 *	Young	Río Negro
OSE 872W	57 *	Corralitos	Salto
	118	Villa Elisa	Entre Ríos (Argentina)
YPF ER-1	80	Nogoyá	Entre Ríos
	140	Federación	Entre Ríos

Figura 5 – *Espesores de la Formación Guichón y de la Formación Puerto Yeruá en Argentina.*
* *No fue atravesada totalmente (tomado de Goso 1999)*

Los perfiles verticales y laterales de los afloramientos estudiados de la Formación Guichón (ver Figs. 6 y 7), permitieron constatar la predominancia de procesos sedimentarios de tracción, corespondientes a regímenes de flujo tanto bajo como alto. La presencia de areniscas con *ripples* y estratificación cruzada de bajo ángulo indican condiciones de régimen de flujo bajo. Pueden estar representando ámbitos de sedimentación poco profundos o efímeros. A su vez, areniscas masivas y con estratificación plano paralela horizontal marcan regímenes de flujo superior. Las mesoformas depositacionales identificadas en estas litologías permiten interpretar que el transporte y

la acumulación se procesó en barras fluviales (Lámina I: A, en pág. 171). Sin embargo, los conglomerados con estratificación cruzada acanalada se asocian con el relleno de canales. Estas formas canalizadas exponen una razón ancho/profundidad menor a 15. Por lo tanto, se trata de canales estrechos según el modelo de sedimentación fluvial de Miall (1985). Flujos de detritos tanto de alta como baja densidad, pudieron ser los responsables de la sedimentación de las facies conglomerádicas (Goso 1999).

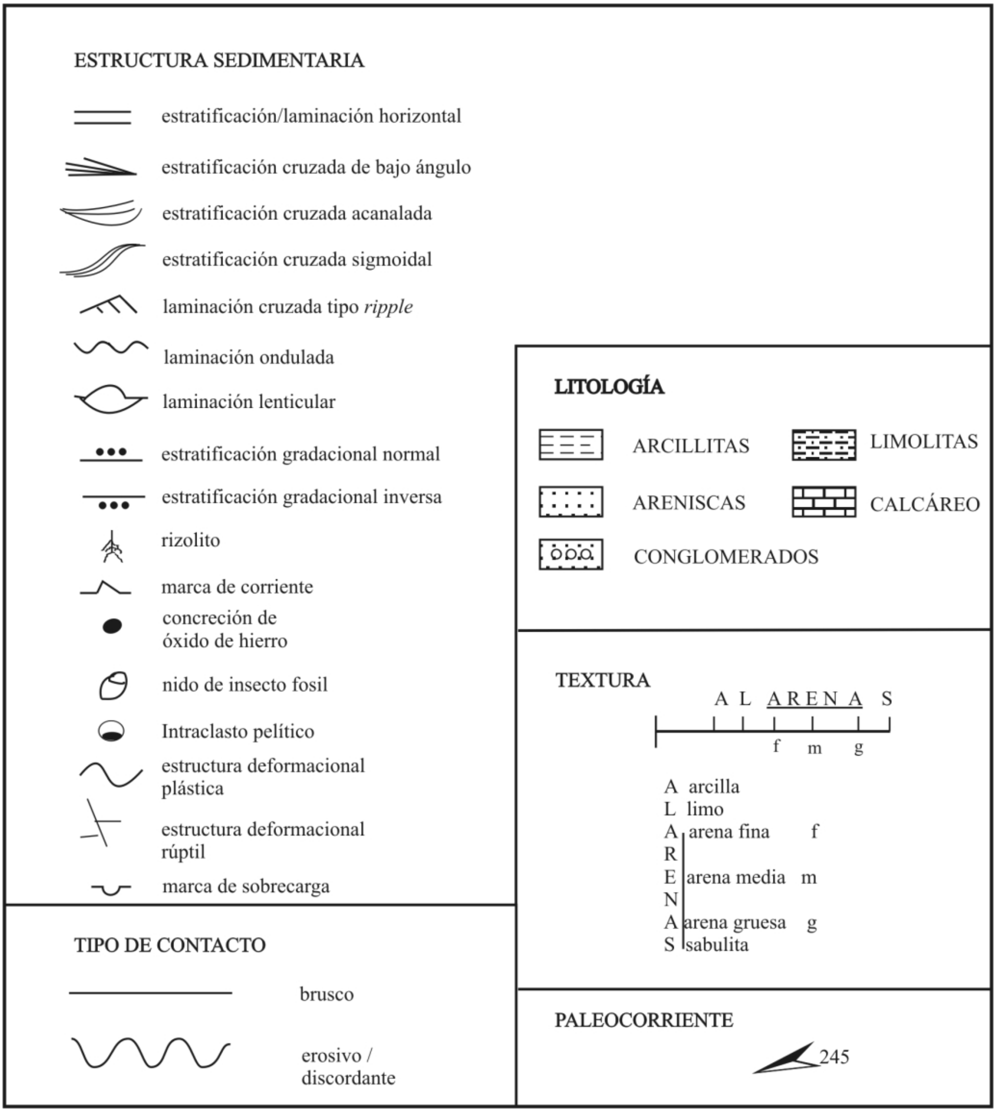


Figura 6 – *Relación de los símbolos gráficos utilizados en los perfiles.*

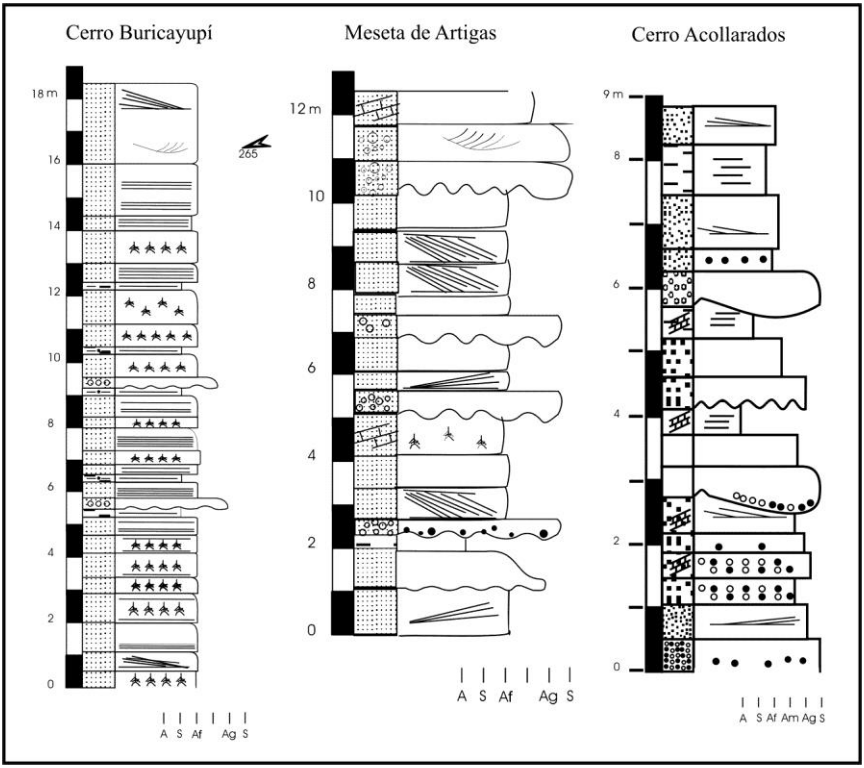


Figura 7 – *Perfiles de afloramientos de la Formación Guichón en el departamento de Paysandú.*

Las escasas facies pelíticas fueron depositadas por procesos suspensivos y representan depósitos de baja energía acumuladas en canales abandonados o de tipo *overbank* durante períodos de crecida. En estas litofacies fueron encontrados restos esqueletales muy bien preservados y totalmente articulados de un cocodrilo. Estos procesos fueron interrumpidos por flujos arenosos o conglomerádicos erosivos (estructuras de sobrecarga, intraclastos pelíticos) que promovieron el rápido soterramiento de las litologías subyacentes.

Se observaron evidencias de largos períodos de tiempo sin sedimentación. Espesos paquetes de areniscas finas rojizas bioturbados –pedotúbulos rellenos parcial o totalmente por carbonatos– son bastante frecuentes. Estas litofacies muestran una marcada persistencia de condiciones sedimentogénicas con baja tasa sedimentaria. Estas circunstancias permiten la formación de suelos que no son muy profundos debido a condiciones poco húmedas. Además, esta situación no-depositacional temporaria favorece el retrabaja-

miento eólico de las arenas pertenecientes a las barras arenosas (Goso 1999). Cabe consignar que en la localidad de Paso Hervidero se observan depósitos de este origen.

Fauna y edad

El contenido paleontológico de la Formación Guichón está representado por restos muy completos de un cocodrilo pequeño y cursorial, *Uruguaysuchus* (Fig. 8), y muy escaso y fragmentario material de dinosaurios, todos provenientes de las cercanías de las termas de Almirón en el departamento de Paysandú.

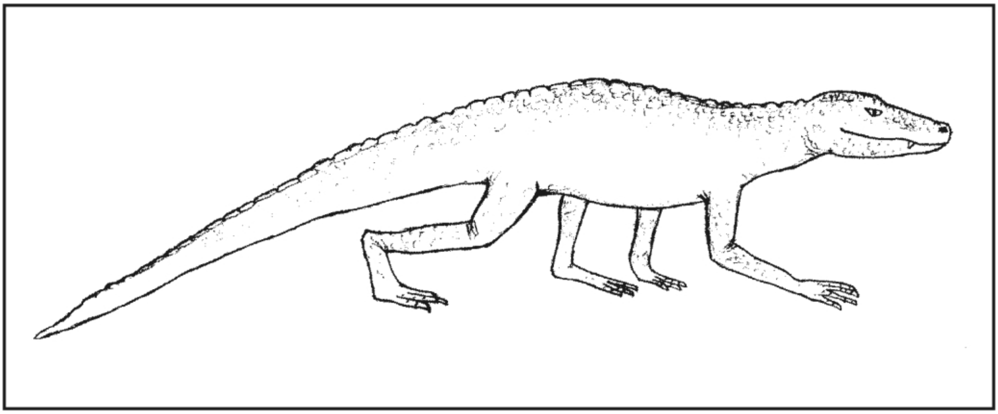


Figura 8 – *Reconstrucción del cocodrilo cursorial Uruguaysuchus.*
Longitud aproximada: 1 metro.

Los primeros fueron descritos por Rusconi (1933) quien reconoció dos especies: *U. aznarezi* y *U. terrai.* Los restos de dinosaurios corresponden a ornitisquios y ornitomímidos según von Huene (1934). De acuerdo con Gasparini *et al.* (1991) *Uruguaysuchus*, junto con el género cretácico temprano *Araripesuchus,* constituyen las formas más primitivas de la familia Uruguaysuchidae. Los representantes de esta familia estaban adaptados a hábitos mucho más terrestres que sus actuales congéneres (Buffetaut & Taquet 1979; Hecht 1991) y muy probablemente pudieron soportar condiciones de mayor aridez.

En base a la referida interpretación de los datos filogenéticos, resulta poco probable que *Uruguaysuchus* sea posterior al límite Aptiense-Albiense.

A su vez, reafirma esta interpretación la similitud faciológica con algunos depósitos pertenecientes a la eocretácica Formación Migues (Bossi 1966) en las cuencas del Sur del país y el carácter discordante de su relación con la suprayacente Formación Mercedes.

Tectónica y paleogeografía

Desde el punto de vista tectónico y paleogeográfico, el Neocomiense estuvo marcado globalmente por el comienzo de una regresión marina (Vail *et al*. 1977), y regionalmente por el magmatismo fisural que produjo los espesos derrames basálticos de la Formación Arapey que ocuparon buena parte del área en cuestión. Posteriormente, predomina la sedimentación continental en cuencas de tipo *rift* relativamente estrechas y profundas, principalmente en la región de Argentina Central, en las cuencas Rosario, Laboulaye, General Lavalle, San Luis, Junín y Saliniana (Robles & Caporossi 1993; Rossello & Mozetic 1999) y en Uruguay la Cuenca Santa Lucía y la Fosa de Aiguá. En ese contexto distensivo, y como consecuencia de un proceso subsidente termo-mecánico producto del peso de aproximadamente 1.000 metros de derrames basálticos, durante el Aptiense se generó un espacio sedimentario de características endorreicas y cuyo depocentro se localiza en la Mesopotamia.

Al analizar la distribución geográfica de las asociaciones litofaciológicas de la Formación Guichón, se puede identificar un cortejo de sistemas fluviales. Agrupa predominantemente depósitos de extensas planicies arenosas y canales de baja sinuosidad, con dirección de drenaje para el oeste-suroeste, con intermitencias sedimentarias (paleosuelos) y retrabajo eólico de barras.

La elevación del alto marginal Daymán-Bonete (Fig. 2) en la porción Norte y Noreste, habría provocado la instalación de ríos que avanzaban para el cuadrante Suroeste, en donde el substrato basáltico presentaba un relieve más bien aplanado. Esta depresión, limitada al Sur por el Lineamiento Río Negro (Fig. 2), fue rellenada por sistemas de canales, barras y planicies fluviales (Fig. 9). El análisis integrado de los perfiles laterales permitió identificar en diferentes afloramientos de esta formación los siguientes elementos arquitecturales (mesoformas): canales, rellenos de canal, barras conglomerádicas, cuerpos tabulares de arena de alto régimen, barras de arena y algunas planicies de inundación (Goso 1999). Estas planicies fluviales probablemente fueron el escenario de mejores condiciones de vida y preservación para los pequeños reptiles (cocodrilos) y algunos dinosaurios.

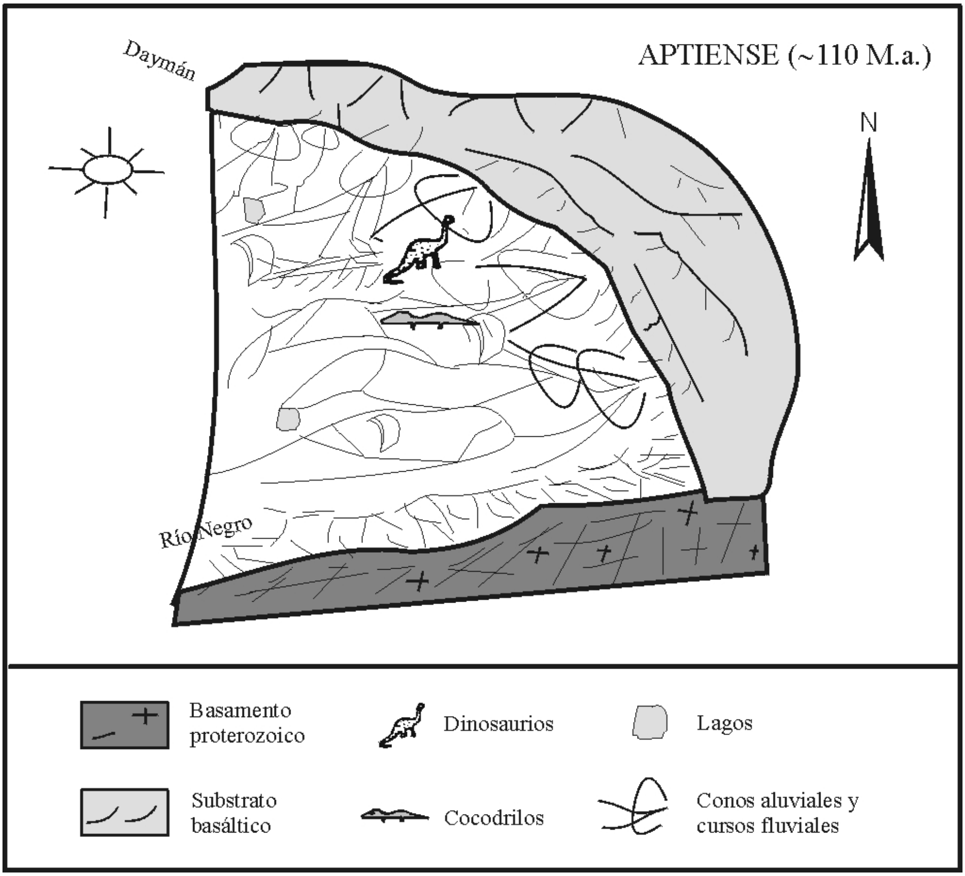


Figura 9 – *Esquema paleogeográfico de la Formación Guichón en la Cuenca Litoral del Río Uruguay y sus principales controles geoestructurales (sin escala).*

El mapa de isópacas de esta formación (Fig. 10) muestra que no existe registro de la unidad al Sur del Río Negro, una clara conexión con Argentina y el carácter endorreico de la acumulación. El límite depositacional al Sur presenta una dirección aproximada Este-Oeste. En la provincia de Córdoba (Argentina) fueron observadas y descriptas facies pelíticas laminadas y masivas, pertenecientes a lagos poco profundos y salinos agrupados en el tope de la Formación Saldán (Cretácico Inferior). Piovano (1994) indicó la existencia de estas facies sobreyacentes a conglomerados acumulados por abanicos aluviales, con evidencias de paleodrenaje hacia el Este. De esta forma, surge como hipótesis, que el nivel de base de los ambientes fluviales de las formaciones Guichón (Uruguay) y Puerto Yeruá (Argentina), se encon-

traba en la Mesopotamia argentina y Córdoba, y que muy posiblemente estaba representado por lagos. A su vez, considerando el color rojizo de los sedimentos se infiere la presencia de condiciones climáticas cálidas y semi-áridas.

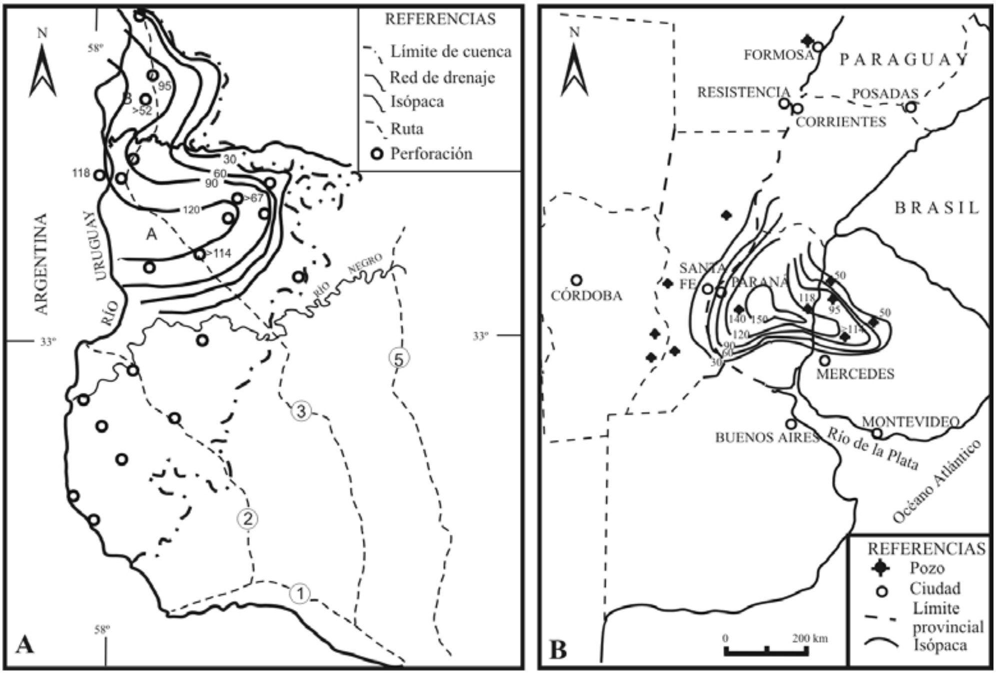


Figura 10 – A: *mapa de isópacas de la Formación Guichón.*
B: *mapa de isópacas de las Formaciones Guichón y Puerto Yeruá.*

FORMACIÓN MERCEDES (CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE)

Facies, procesos sedimentarios, espesores y relaciones de contacto

Esta unidad fue caracterizada primero por Lambert (1939, 1940) tanto en el departamento de Durazno ("Conglomerado del Chileno") como en los departamentos de Paysandú y Río Negro ("Areniscas conglomerádicas superiores"). Pero fue Serra (1943, 1945) quien cartografiando los departamentos de Colonia y Soriano posicionó estratigráficamente a estos depósitos en el Cretácico Superior. Este autor definió a las "Areniscas de Mercedes" como depósitos arenosos, más o menos conglomerádicos, de color blancuzco con intercalación de material calcáreo, frecuentemente cristalizados.

El estudio de afloramientos y muestras de perforaciones mostró la gran diversidad litológica característica de esta unidad (Goso 1999). Por un lado, la integran litologías clásticas –predominantemente areniscas y conglomerados– y por otro, es bastante frecuente la presencia de litologías calcáreas, ferrificadas y silicificadas. Subordinadamente a estas litofacies se exponen litologías pelíticas. Este autor propuso agrupar estas litologías en dos Miembros: Yapeyú y del Chileno, que se detallan a continuación.

Miembro Yapeyú

Aproximadamente el 50% de las litologías del Miembro Yapeyú son areniscas. Entre éstas fue posible a su vez individualizar areniscas finas, de colores que varían entre el blanco y el blanco grisáceo. Se presentan en estratos decimétricos con un grado de selección bueno. Entre 85-90 % de los clastos son cuarzosos y redondeados. Los clastos feldespáticos (ortosa y plagioclasa) muestran una incipiente alteración. Minoritariamente (1-2 %) aparecen clastos pertenecientes a minerales opacos. Composicionalmente pueden ser definidos como areniscas o wackes feldespáticos. El contacto entre los clastos es puntual y a veces aparecen flotando. El tipo de cemento es calcáreo. En esta litología predomina el aspecto masivo, aunque fueron observadas laminación plano-paralela, laminación cruzada planar y gradación normal en los *foresets* de los planos de estratificación cruzada planar (Goso *op.cit.*).

Un 20 % de las litologías de la Formación Mercedes corresponden a pelitas. Aproximadamente la mitad se exponen en estratos submétricos, de color marrón-rojizo, masivos o con laminación plano-paralela. Frecuentemente muestran estructuras de carga. Las geometrías de esas pelitas son lenticulares y ocasionalmente presentan láminas de carbonatos en los planos de laminación. La otra mitad corresponde a pelitas arenosas. Los estratos son métricos, de color gris-blancuzco, con laminación plano-paralela. Las geometrías son tabulares y a veces presentan láminas de carbonatos en los planos de laminación (Goso *op. cit.*) .

Otro aspecto litofaciológico que fue constatado a través del estudio de perforaciones fue la presencia de arcillas verdes con cristales de yeso (pozo Bellaco: 2 metros). Asimismo, próximo a esa localidad en la ciudad de Nuevo Berlín (departamento de Río Negro), fueron atravesados niveles pelíticos verdes en el tope de esta formación. Medina *et al.* (1978) indicaron la presencia de palygorskita en estos niveles como el principal componente arcilloso entre las rocas calcáreas en la Cantera Vichadero de ANCAP (Paysandú), presentándose en bancos de espesores métricos.

Miembro del Chileno

Por otro lado, aproximadamente el 30 % de las litologías del Miembro del Chileno están representadas por areniscas muy gruesas y conglomerados. Se presentan en estratos que son decimétricos a métricos. Los colores varían entre blanco-grisáceo claro y rojo amarillento. Generalmente, los clastos mayores (8-10 cm) se ven en la base de los estratos y muestran una gradación granulométrica normal. Los megaclastos son polimícticos y están constituídos por cuarzo (ópalo y calcedonia), basaltos y escasamente granitos en el sector norte; y por granitos, gneisses, cuarcitas y esquistos, en la porción sur de la cuenca. También es bastante común encontrar intraclastos pelíticos marrones que se concentran en la base de los estratos. La matriz de los conglomerados es básicamente arena media a fina y ocasionalmente pelítica. En relación a la morfometría predominan los clastos angulosos, aunque también existen los subredondeados. Son pobremente seleccionados, pueden presentar gradación normal, estratificación cruzada acanalada o ser masivos. En la base es muy frecuente encontrar formas erosivas.

Además, subordinadamente aparecen areniscas medias a gruesas, de color gris claro. Más del 90 % de los clastos son cuarzosos y subredondeados a subangulosos. La matriz está constituida por arena fina, con pocos granos de limo que aparecen cubiertos por el cemento. El contenido de cemento calcáreo y de sílice es variable, por lo tanto, el grado de consolidación no es homogéneo. El grado de selección de estas areniscas es moderado. Fueron observadas estructuras sedimentarias de porte pequeño y medio, como estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada de tipo sigmoide. El tipo de contacto entre los estratos arenosos es no erosivo o poco erosivo.

Las perforaciones estudiadas muestran que el espesor máximo preservado de la Formación Mercedes es de 87 metros (pozo Mercedes, departamento de Soriano), sin haber sido atravesada totalmente. A su vez, un pozo que no la atravesó en su totalidad en Nueva Palmira (departamento de Colonia) mostró 66 metros de esta unidad. En territorio argentino, la unidad correlacionable sería la Formación Mariano Boedo. Su espesor varía entre 92 metros (pozo Mariano Boedo, provincia de Formosa) y 364 metros en el pozo Calchaquí (provincia de Santa Fé) según Pezzi y Mozetic (1989).

Los perfiles sedimentológicos verticales y laterales de los afloramientos estudiados muestran la predominancia de procesos sedimentarios tractivos, en régimen de flujo superior e inferior (Fig. 11).

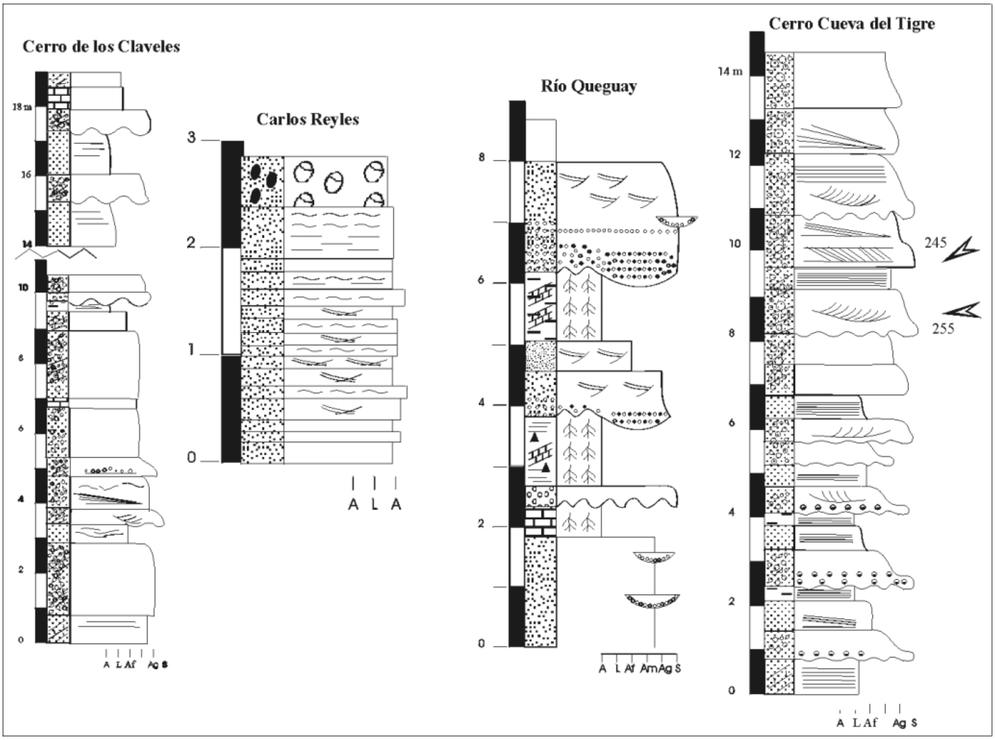


Figura 11 – *Perfiles de afloramientos de la Formación Mercedes.*

Conglomerados con estratificación cruzada acanalada se asocian con el relleno de canales. Estas formas canalizadas muestran una razón largo/profundidad menor a 15. Por lo tanto, según el modelo fluvial de Miall (1985) se trata de canales estrechos. Flujos de granos de alta y baja densidad fueron responsables de la sedimentación de estas facies gruesas. Estas facies conglomerádicas presentan espesores variables pudiendo alcanzar algunas decenas de metros (Goso 1999).

Areniscas estratificadas, con laminación cruzada tipo *ripple* y masivas, muestran variaciones en las condiciones de los flujos. Los espesores de estos depósitos oscilan entre 5 y 30 metros.

Las escasas facies pelíticas laminadas o masivas fueron depositadas por procesos suspensivos y representan depósitos de baja energía de tipo *overbank* durante crecidas. Estos procesos fueron interrumpidos por flujos arenosos o conglomerádicos erosivos (estructuras de sobrecarga, intraclastos pelíticos) que enterraron rápidamente a las litologías subyacentes. Esta esca-

sez de sedimentos pelíticos en Uruguay sugiere que los bordes de cuenca o áreas fuente se encontraban relativamente próximas. Los espesores de estas litofacies nunca superan algunos pocos metros.

El análisis integrado de los perfiles laterales permitió identificar en diferentes afloramientos de la Formación Mercedes las siguientes mesoformas: canales y rellenos de canal, predominio de barras conglomerádicas y barras de arena, y escasamente planicies. Esta asociación de facies permite interpretar que se trata de una sedimentación en ríos de poca sinuosidad, aparentemente caudalosos (fundamentalmente en el Sur), cuya dirección principal de escurrimiento es para el OSO y controlados por una paleofisiografía relativa acentuada (Goso *op cit*.).

Solamente fue posible calcular la razón litológica pelitas/arenas en las perforaciones Algorta y Bellaco, resultando los valores 0.25 y 0.5, respectivamente. Esos resultados estarían indicando que existe una tendencia de presencia de materiales finos en dirección Oeste, o sea, en la dirección del nivel de base.

Procesos epigenéticos

Tal vez los depósitos de la Formación Mercedes hayan sido las sedimentitas del registro geológico uruguayo que más modificaciones epigenéticas han sufrido, con procesos de ferrificación, calcretización y silicificación como responsables de intensas transformaciones de esos depósitos siliciclásticos. El registro muestra que esos cambios se produjeron entre el Cretácico Superior (momento de la sedimentación) y el Oligoceno (edad de la Formación Fray Bentos). El orden cronológico de estas transformaciones habría sido ferrificación, calcretización y silicificación, lo que estaría sustentado en las siguientes observaciones:

a) en un perfil de calcrete pedogenético ("Parque Nacional El Palmar", provincia argentina de Entre Ríos) se encontró un nido fósil ferruginizado de insecto;

b) a partir de un conjunto de perforaciones exploratorias realizadas en esa cantera, fue posible identificar las relaciones laterales de los litosomas carbonáticos y ferrificados, mostrando la imposibilidad de actuación de la calcretización ante barreras de permeabilidad de las areniscas ferrificadas;

c) en el perfil de la cantera "Vichadero" de caliza de ANCAP (zona del Queguay, Paysandú) fueron observados "pseudomegaclastos" de arenisca ferruginizada englobados por el calcrete (Lámina I: B, pág. 171);

d) en la región de Algorta (departamento de Río Negro) y en Villa Darwin (departamento de Soriano) las relaciones laterales y verticales muestran que la calcretización por aguas subterráneas no afectó a la coraza ferruginizada pre-existente;

e) en numerosos afloramientos la silicificación actuó tanto sobre rocas calcretizadas como ferrificadas.

Miembro del Palacio (Geosuelo del Palacio)

Extensas corazas ferruginosas de espesor métrico y con disposición horizontal, posiblemente cronocorrelacionables con la denominada Superficie Sudamericana (Almeida 1976) fueron formadas a expensas de los sedimentos arenosos de la Formación Mercedes. Asimismo, fueron afectados por este proceso depósitos devónicos de la Formación Cordobés en Durazno y rocas basálticas de la Formación Arapey. Goso (1999) agrupa a estas litofacies ferrificadas bajo la denominación edafoestratigráfica de Geosuelo del Palacio.

Están compuestas por areniscas finas ferrificadas, a veces con preservación de las geometrías estratales (barras y pequeños canales). En algunos casos, esas corazas están sustentadas por estructuras columnares de diámetro métrico con diferentes alturas que no superan los 2,20 metros. En las localidades de Carlos Reyles y Andresito, y en la ciudad de Paysandú, las estructuras columnares compuestas por areniscas ferrificadas generan grutas de diferentes alturas.

En la localidad conocida como "Gruta del Palacio de los Indios" se exponen más de doscientas columnas cuyos diámetros en media miden 88 cm, siendo el valor máximo 1 metro y el mínimo 76 cm.[1] Estas columnas tienden a alinearse en filas según direcciones N10°, N40°, N100° y N140° aproximadamente (Fig. 12). En sección transversal estas columnas muestran un núcleo central y una aureola externa bien marcada. El relleno de estas estructuras aproximadamente cilíndricas es heterogéneo presentándose en forma masiva, concrecional o pulverulento, evidenciando el proceso de migración del hierro. Desde el punto de vista petrográfico fue posible observar es-

1. La Gruta se encuentra a 46 km al Norte de Trinidad en el Dpto. de Flores. Existe una aspiración para que la UNESCO la reconozca como "monumento mundial de la Humanidad", y en 1997 fue visitada por enviados de esa organización.

tructuras granulares y clastos corroídos en rocas bastante porosas. Los granos de cuarzo, feldespatos y escasos fragmentos líticos presentan formas subredondeadas a subangulosas. La presencia de cemento ferruginoso (óxido de hierro) es abundante y de color rojizo. La matriz arcillosa aparece relativamente orientada e intercalada con el cemento de forma laminar.

Estas columnas fueron interpretadas por Goso (*op.cit.*) como grandes concreciones ferralíticas (Lámina I: C, en pág. 171) que se formaron aprovechando planos de fractura de los sedimentos de caja. González (1999) reconoció dos horizontes en estos paleosuelos apilados, los que forman una sucesión de varios metros de espesor y en los que no se reconoce el protolito. Esto estaría indicando que los procesos edáficos actuaron durante un período de tiempo prolongado sin cambios en las condiciones climáticas. Dichos paleosuelos serían profundos y del tipo ultisoles, típicos de climas templados y húmedos.

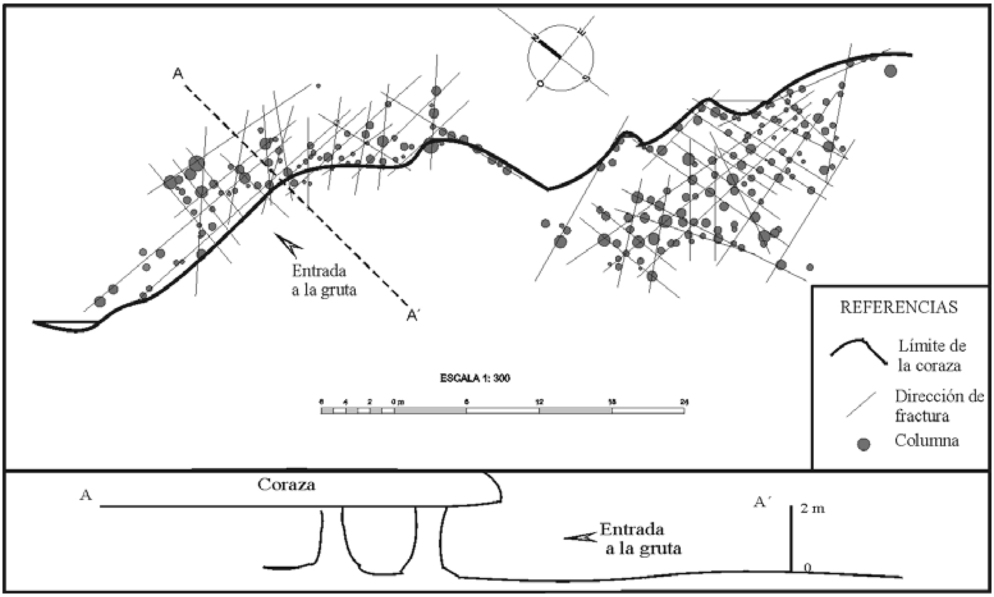


Figura 12 – *Mapa de distribución de las columnas y croquis de vista lateral* (A-A') *en las "Grutas del Palacio".*

Fauna y edad

Los únicos fósiles cretácicos hallados indudablemente incluídos en la Formación Mercedes son huevos de dinosaurios (Faccio & Montaña 1994) y se trata de un morfotipo asignable a la Familia Titanosauridae (*vide* Mones 1980).

Estos elementos, a diferencia de lo que suele suceder con las piezas esqueléticas, no son útiles para la biocorrelación. Por otro lado, resulta dificultoso establecer con precisión la procedencia estratigráfica de los huesos de especímenes de la misma familia, descritos por von Huene (1929) y Perea & Ubilla (1994). Tentativamente, hasta no encontrar una evidencia directa de colecta, es menester considerarlos como pertenecientes a esta unidad y en particular al Miembro Yapeyú, dada su posible correspondencia, por lo menos parcial, con las "areniscas de Titanosaurios" (Walther 1931).

Algunas vértebras halladas removidas e incluidas en un nivel edafizado ubicado sobre depósitos de la Formación Mercedes (Perea & Ubilla 1994) permiten identificar la presencia de *Titanosaurus australis* (= *Neuquensaurus australis* sensu Powell 1987), especie característica del Cretácico Superior de Patagonia (Bonaparte 1986).

Los nidos y huevos aislados hallados en la Formación Mercedes sin duda pertenecen a una o más especies de Titanosaurios, grupo de dinosaurios cuadrúpedos de cuello elongado y herbívoros, muy abundantes en Sud-América durante el Cretácico (Fig. 13).

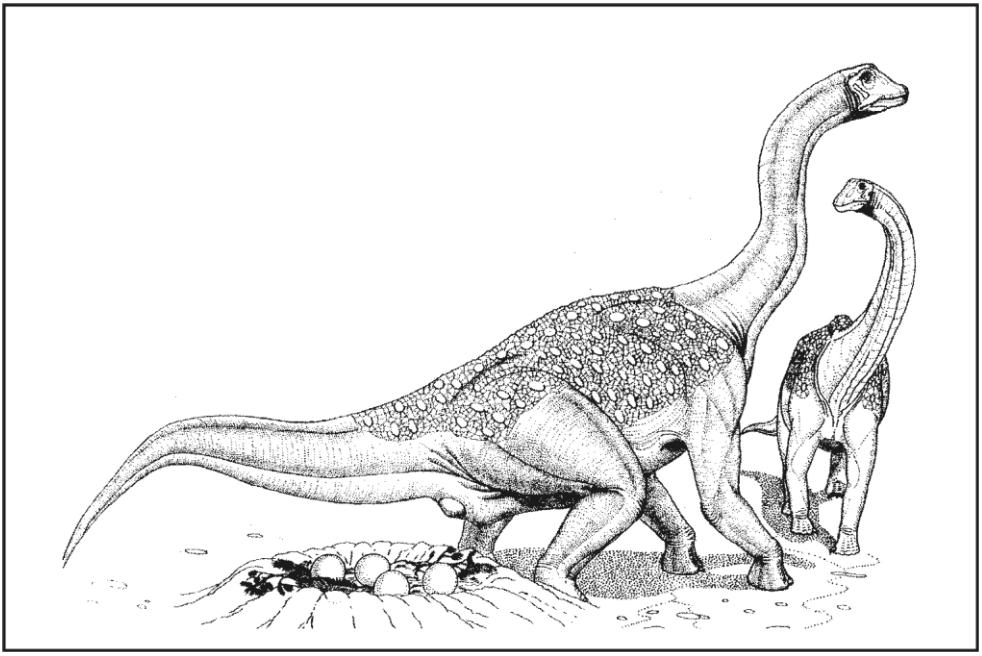


Figura 13 – *Un aspecto similar a éste pudieron haber tenido algunos de los dinosaurios de la Formación Mercedes y sus nidos.*
Altura aproximada: 5 metros (adaptado de Novas, 1996)

Los Titanosaurios, al igual que la mayoría de los saurópodos son dinosaurios vinculados a ambientes con una elevada productividad vegetal, en especial grandes bosques de coníferas (Apesteguía 1999) y las primeras angiospermas, por lo que se los considera habitantes de zonas cálidas y húmedas (Fastovsky & Weishampel 1996).

En función del carácter discordante con la Formación Guichón (Aptiense) y de la edad del magmatismo reactivador del Arco de Rio Grande (80 millones de años), se propone una edad Campaniense-Maastrichtiense para esta sedimentación.

Tectónica y paleogeografía

El Cretácico Superior marca en la región importantes variaciones eustáticas en relación a los tiempos inmediatamente anteriores. Es necesario exponer los procesos geológicos que expliquen la discordancia intracretácica y el cambio al NS del eje depositacional para la sedimentación de la Formación Mercedes. A pesar de la relativamente poco estructurada y extendida sedimentación neocretácica en toda la cuenca, los lineamientos regionales asociados a las discontinuidades heredadas del basamento proterozoico, pudieron haber sufrido leves reactivaciones tectónicas que produjeron ese cambio en el eje depositacional. Particularmente, en las áreas al Sur y Norte de la región que nos ocupa existen registros sedimentarios marinos. En el Sur se registran sedimentos marinos en la Cuenca del Colorado, representados por la Formación Pedro Luro, en la Cuenca del Salado por la Formación Las Chilcas (Riccardi 1988) y en la Cuenca Punta del Este por la Formación Gaviotín (véase Capítulo VIII). A su vez, la ocurrencia de magmatismo alcalino integrado en la Provincia Piratini y relacionado al Arco de Rio Grande (*vide* Almeida 1976) pudo influenciar la reactivación de la falla Sarandí del Yi–Aº Solís Grande. Asimismo, el fuerte cambio en el eje estuvo relacionado por la evolución tectónica del Pacífico.

El estudio de los datos superficiales y de sub-superficie muestra que el espacio sedimentario se amplió para el Sur y al Este. Al Sur, pasando por encima del Lineamiento Río Negro y desde el Este, registrándose sedimentación desde el Lineamiento Sarandí del Yi–Aº Solís Grande, en los departamentos de Durazno y Canelones. La región del Lineamiento Río Negro (E-O) comenzó progresivamente a funcionar como depocentro, inclusive hasta el Cuaternario tardío (Formación Villa Soriano). Lo mismo ocurrió en la Cuenca Santa Lucía, donde hasta el Cuaternario se verificó un progresivo proceso subsidente, particularmente en su porción occidental.

Al analizar la distribución geográfica y la posición estratigráfica de las asociaciones de facies de esta unidad en toda la cuenca (Fig. 14), es posible identificar un cortejo de tipo fluvio-aluvial, con dirección de escurrimiento para el OSO. Canales, barras conglomerádicas y arenosas pertenecientes a un sistema fluvial con dirección SO, parecen ser haber sido los responsables de la acumulación de esta unidad. La composición de las litofacies conglomerádicas reflejan las características petrológicas del substrato. En el sector Norte, son muy frecuentes los clastos de composición cuarzosa (ópalo y calcedonia) y de basalto, provenientes de la Formación Arapey. A su vez, en el sector Sur, los clastos muestran la proveniencia del basamento ígneo-metamórfico. La presencia de paleosuelos marca la sucesión de períodos no-depositacionales. Los escasos niveles de pelitas verdes pueden estar representando la sedimentación en ambientes lacustres.

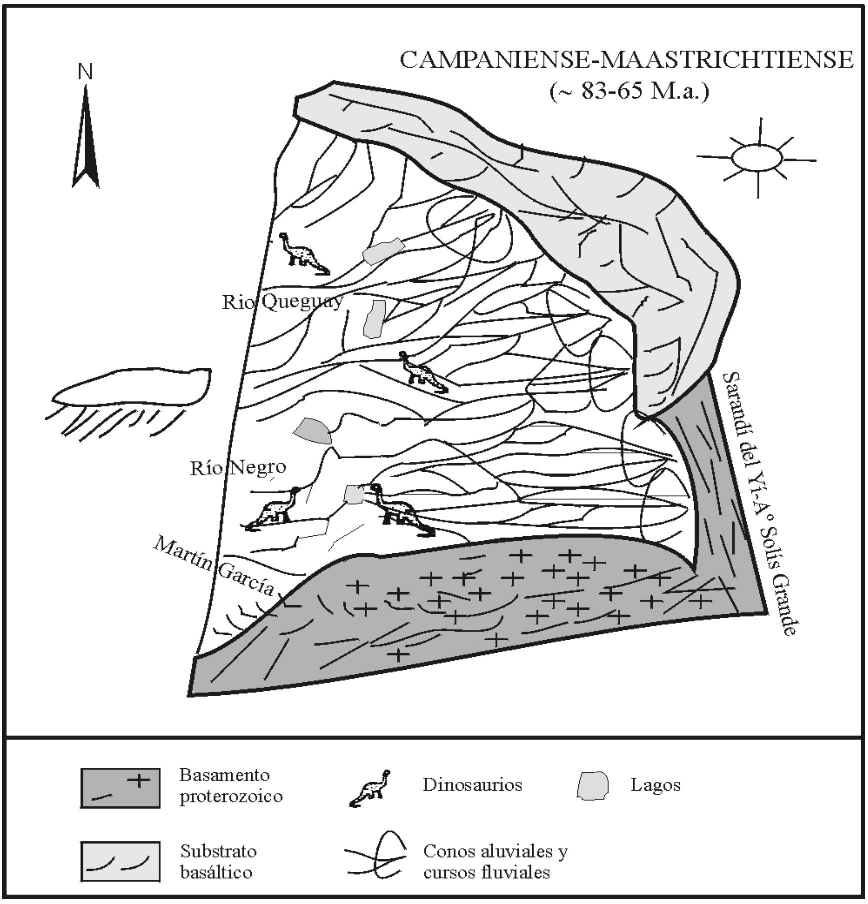


Figura 14 – *Esquema paleogeográfico de la Formación Mercedes y sus principales controles geoestructurales (sin escala).*

De esta forma, existiendo una mayor proximidad geográfica de ambientes marinos, las condiciones climáticas deberían haber sido más húmedas. Así, abundantes precipitaciones de lluvias torrenciales habrían producido mayor erosión y facies conglomerádicas pertenecientes a conos aluviales.

En la porción argentina, considerando los espesores de la litocorrelacionable Formación Mariano Boedo, surge como principal evidencia el cambio en el eje depositacional para Norte-Sur, con los mayores espesores preservados junto al borde de cuenca de carácter tectónico, al Sur de las provincias de Córdoba y Santa Fe (Fig. 15). Por otro lado, si bien se sugiere una posible conexión marina al norte, con los sedimentos calcáreos de la Formación Yacoraite en la Cuenca Aimará del Grupo Salta (Riccardi 1988), no se descarta una posible conexión marina al Sur.

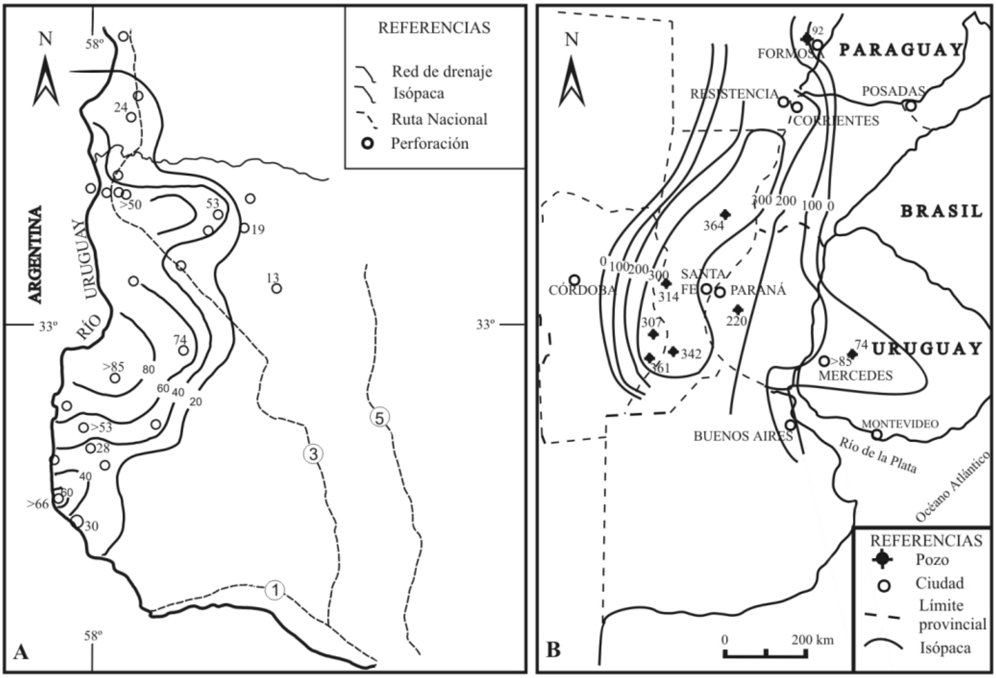


Figura 15 – A: *mapa de isópacas de la Formación Mercedes.*
B: *mapa de isópacas de las Formaciones Mercedes y Mariano Boedo.*

Los espesores de esta unidad promedialmente oscilan algunas decenas de metros. En la Fig. 16 se presentan algunos espesores de la Formación Mercedes y de la Formación Mariano Boedo en Argentina.

Pozo	Espesor (m)	Localidad	Departamento/Provincia
OSE 28W	26	Dolores	Soriano
OSE 591001	90	Villa Darwin	Soriano
	56 *	Villa Soriano	Soriano
OSE Peñalva	81 *	Paraje El Águila	Soriano
OSE 309	33	Paysandú	Paysandú
OSE 433002	28	Algorta	Río Negro
OSE 442002	48 *	Esperanza	Río Negro
OSE 511007	34	Young	Río Negro
	27	Cañada Nieto	Río Negro
OSE 1313/1	39 *	Tres Bocas	Río Negro
OSE 764006	66 *	Nueva Palmira	Colonia
YPF ER-1	220	Nogoyá	Entre Ríos (Argentina)
	180	Calchaquí	Santa Fe
	314	Josefina	Santa Fe
	361	Firmat	Santa Fe
	307	Saira	Córdoba
	342	Camilo Aldao	Córdoba
	92	Mariano Boedo	Formosa

Figura 16 – *Espesores de la Fm. Mercedes, y de la Fm. Mariano Boedo en Argentina.*
* *No fue atravesada totalmente (tomado de Goso 1999)*

FORMACIÓN QUEGUAY (PALEOCENO)

Una gran parte de las litologías arenosas y conglomerádicas correspondientes a la Formación Mercedes han sufrido procesos de calcretización con intensidad variable, produciendo depósitos carbonáticos de espesor decamétrico que Goso (1999), propuso agrupar en una unidad informal y de carácter quimioestratigráfico denominada "Unidad Queguay". Asimisimo, fueron observadas consecuencias de la actuación de este proceso en rocas devónicas de la Formación Cerrezuelo en Durazno y en rocas graníticas del basamento proterozoico en Flores y Colonia.

El conjunto de estos depósitos carbonáticos fue considerado en la bibliografía como generado en ambientes de tipo lacustre. Inclusive fueron definidos como una unidad litoestratigráfica y se los denominó como Formación Queguay (Goso 1965). En la perforación homónima localizada en el cruce de Rutas 3 y 26 (Paysandú) presentó un espesor de 26,5 metros sin haber sido atravesada totalmente.

Petrográficamente algunas muestras de estas litologías calcáreas mostraron que están compuestas por : a) calciarenitos cuarzosos, con algunos clastos de plagioclasas; b) *wackestones* micríticos con clastos de tamaño variable de cuarzo (a veces con restos de *chert*), en donde los procesos de recristalización son bastante frecuentes evidenciando la mezcla de fluidos por presencia de cemento escalenohédrico y en mosaico; c) *mudstones* con alto grado de recristalización y venas de micrita.

Entre los afloramientos de rocas calcáreas fue posible reconocer la presencia de facies pulverulentas con estructuras primarias casi totalmente destruidas, producto de la sustitución de granos del protolito. Estos afloramientos son de espesor métrico, blancos, poco consolidados y los escasos clastos presentes aparecen corroídos y flotando en el carbonato.

Estas facies se relacionan en parte, transicionalmente con conglomerados y areniscas y, de forma abrupta con calcáreos nodulares o costras duras. Asimismo, se observaron estratos submétricos de costras duras de rocas calcáreas (*hardpan*), blanco-grisáceos, a veces silicificados y con abundantes restos de moluscos (Goso 1999).

El proceso de calcretización se habría producido durante el Paleoceno y los fósiles asociados a éste se vinculan a esa época (Veroslavsky & Martínez 1996; Veroslavsky *et al*. 1997).

Por la importancia económica del conjunto de estos materiales calcáreos como fuente de materia prima para diferentes usos, por los volúmenes de reservas conocidos y potenciales; y por su extensa distribución superficial que la hace mapeable a escalas de detalle, semidetalle y regional, se propone considerar la formalización de esta unidad litoestratigráfica como Formación Queguay, tal como fuera propuesto originalmente por Goso (1965), asignándosele principalmente un origen como el descrito *supra*. Las litofacies constituyentes y la génesis se presentan y discuten profusamente en Veroslavsky & de Santa Ana (2004).

Bibliografía

Almeida F (1976): *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Atas Seminário Estudos Geológicos 2: 45-128. Universidade Federal.Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

ANCAP (1993): *Geology of hydrocarbons: perspectives of the Uruguayan´s sedimentary basins*. Informe interno Montevideo. 180pp.

Apesteguía S (1999): *Araucarias bajo presión: el efecto de los saurópodos*. Ameghiniana 36(1): 95.
Araújo O (1904): *Diccionario geográfico del Uruguay.* Imprenta Artística Dornalcche y Reyes. Montevideo. 1006pp.
Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. 469pp.
Bossi J, Preciozzi F & Campal N (1993): *Predevoniano en el Uruguay*, t.I: *Terreno Piedra Alta*. DI.NA.MI.GE.-Instituto del Libro. Montevideo. 26pp.
Bonaparte JF (1986): *History of the terrestrial Cretaceous Vertebrates of Gondwana*. Actas IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 2: 63-95. Mendoza.
Buffetaut E & Taquet P (1979): *An early Cretaceous terrestrial crocodilian and the opening of the South Atlantic*. Nature 280: 486-487.
Ceraud G, Bertrand H, Martínez M, Ures C, Schipilov A, & Bossi J, (1999): *40Ar-39Ar age and geochemistry of the sourthern extension of Parana traps in Uruguay*. Actas II South American Symposium on Isotope Geology 57-59. Córdoba, Argentina.
Chebli G, Tofalo O & Turzzini G (1979): *Mesopotamia*, pp. 79-100 de: Chebli G & Spalleti L (eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Serie Correlación Geológica Nº 6 G. Universidad de Tucumán. Argentina.
Faccio G & Montaña J (1994): *Registro fósil* in situ *de huevos de dinosaurios del Cretácico Superior de Durazno y la presencia de Faveoloolithidae (Zhao et Ding 1976) en huevos de dinosaurios del Uruguay*. Paleociencias Serie Didáctica 2: 16-18. Montevideo.
Fastovsky DE & Weishampel DB (1996): *The evolution and extinction of the Dinosaurs.* Cambridge University Press. 460 p.
Fernández Garrasino C (1989): *Contribución a la estratigrafía de la mesopotamia central argentina y referencia a la geología de la provincia de Misiones*. Boletín de Informaciones Petroleras 3ª Ép.: 52-76.
Gasparini Z, Chiappe L & Fernández M (1991): *A new Senonian Pleurosaurid (Crocodylomorpha) from Argentina and a synopsis of the South American Cretaceous Crocodilians*. Journal of Vertebrate Paleontology 11(3): 316-333.
González M (1999): *Los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios (Cretácico Superior) de Patagonia y la Formación Asencio (Cretácico Superior-Terciario Inferior) de Uruguay*. Bol. 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1º Simposio sobre el Cretácico de América del Sur. pp. 65-70.
Goso H (1965): *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay. M.I.E. 36 pp. Ed. Mimeogr. Montevideo.
Goso C (1999): *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia do Litoral Uruguai*. Tese de Doutoramento IGCE-UNESP. Rio Claro. 184pp.
Hecht MK (1991): *Araripesuchus Price 1959*, en Maisey JG (ed.): *Santana Fossils*. T.F.H. Publications Inc.
Huene Fv (1929): *Terrestrische Oberkreide in Uruguay*. Centralblatt f. Min. etc. B. 4: 107-112, fig.1. Stuttgart.
Huene Fv (1934): *Nuevos dientes de Saurios del Cretácico del Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay, Bol. 21: 13-20. Montevideo.
Lambert R (1939): *Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del Depto. de Durazno*. Instituto Geológico del Uruguay, Bol. 25: 1-37.
Lambert R (1940): *Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del Depto. de Paysandú y los alrededores de Salto*. Instituto Geológico del Uruguay. Bol. 27: 1-41.

Medina N, Papaleo C & Martres R (1978): *Palygorskita del yacimiento ANCAP de calizas del Queguay paysandú Uruguay*. Informe de Investigación ANCAP - Centro de Investigaciones Tecnológicas. 16pp.

Miall AD (1985): *Architectural elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sciences Review 22(4): 261-308.

Mones A (1980): *Nuevos elementos de la paleoherpetofauna del Uruguay (Crocodilia y Dinosauria)*. Actas I Congreso Latinoamericano de Paleontología 1: 265-277.

NACSN (NorthAmerican Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983): *North American Stratigraphic Code*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 67: 841-875.

Novas F (1996): *Guía de los dinosaurios de la Argentina*. 25 pp. ISBN 950-43-7392-5.

Padula E & Mingramm A (1968): *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranense*. Actas III Jornadas Geológicas Argentinas 1: 291-331.

Preciozzi F, Spoturno J & Heinzen W (1979): *Carta geoestructural del Uruguay a escala 1:2.000.000*. DI.NA.MI.GE. 62 pp. Montevideo.

Perea D & Ubilla M (1994): *Tetrápodos pre-cenozoicos del Uruguay II: comentarios sobre nuevos restos de Titanosauridae (Depto. de Río Negro)*. Paleociencias: Serie Didáctica 2: 13-14.

Pezzi E & Mozetic M (1989): *Cuencas sedimentarias de la Región Chacoparanense*, pp. 65-78 de Chebli G & Spalleti L: *Cuencas sedimentarias argentinas*. Serie Correlación Geológica Nº 6. Universidad de Tucumán, Argentina.

Piovano EL (1994): *Facies de mantos de crecida y cauces efímeros en la formación Saldán Cretácico Inferior Sierra Chica de Córdoba*. Actas V Reunión Argentina de Sedimentología pp. 35-40.

Powell JE (1987): *Morfología del esqueleto axial de dinosaurios Titanosáuridos (Saurischia Sauropoda) del Estado de Minas Gerais Brasil*. An. X Congresso Brasileiro de Paleontologia pp. 155-171. Rio de Janeiro.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta geológica del Uruguay (1:500.000)*. DINAMIGE. Montevideo.

Riccardi AC (1988): *The Cretaceous system of Southern South America.* Geological Society of America, Memoir 168. 161pp.

Robles D & Caporossi C (1996): *Lincoln block CNE-44 A frontier exploration area Northeast basin Argentina*. Actas XII Cong. Geol. Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos I: 309- 28. Buenos Aires.

Rossello E & Mozetic M (1999): *Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino*. Actas I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, pp. 107-113. UNESP. Rio Claro. Serra Negra.

Rusconi C (1933): *Sobre reptiles cretácicos del Uruguay (*Uruguaysuchus aznarezi *n.g. n. sp.) y sus relaciones con los notosúquidos de Patagonia*. Instituto Geológico y Perforaciones Bol. 19: 3-64. Montevideo.

Russo A, Ferello R & Chebli G (1979): *Llanura Chaco Pampeana*, en: *Geología regional argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, vol I: 139-183.

Santa Cruz JN (1972): *Geología del Este de la Sierra Chica (Córdoba) valle del río Primero*. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba 1: 102-109.

Serra N (1943): *Mapa geológico del Departamento de Colonia*. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín Nº 30. 47pp.

Serra N (1945): *Mapa geológico del Departamento de Soriano*. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín Nº 32. 42pp.

Vail P, Mitchum R & Thompson S (1977): *Seismic stratigraphy and global changes on sea-level*, pp. 83-97 de: Payton (ed.): *Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir Nº 26.

Veroslavsky G & de Santa Ana H (2004): *Calizas del Queguay: génesis y potencial económico*. pp. 269-296 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Cenozoico*. DI.R.A.C.-Facultad de Ciencias, Montevideo.

Veroslavsky G & Martínez S (1996): *Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas*. Revista de la Universidad de Guarulhos. Série Geociências 1(3): 32-41.

Veroslavsky G, Martínez S & de Santa Ana H (1997): *Calcretas de aguas subterráneas y pedogénicas: génesis de los depósitos carbonáticos de la Cuenca de Santa Lucía, sur del Uruguay (Cretácico Superior? – Paleógeno)*. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 4(1): 25-35.

Walther K (1931): *Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretácico Superior y Terciario uruguayos. Observaciones referentes a algunos productos de desintegración moderna del país.* Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay, Bol. 13: 1-94.

LÁMINA I



A – Barras arenosas de la Formación Guichón.
Cantera en el camino a Paso Hervidero (Dpto. de Paysandú).



B – Detalle de calcrete de la Unidad Queguay (Formación Mercedes).
Incluye “pseudomegaclastos” de areniscas ferrificadas.
Cantera Vichadero de A.N.C.A.P. (Dpto. de Paysandú).

C – Vista general de la Gruta del Palacio (Dpto. de Flores).
Coraza y columnas ferrificadas. Geosuelo del Palacio, Formación Mercedes. Altura aproximada de las grutas: 2.0 metros.



LA CUENCA PUNTA DEL ESTE: GEOLOGÍA Y POTENCIAL HIDROCARBURÍFERO

Nelson Ucha, Héctor de Santa Ana y Gerardo Veroslavsky

EN LA PORCIÓN MÁS AUSTRAL DE URUGUAY, SE DESARROLLA la Cuenca Punta del Este (Fig. 1), la cual se vislumbró a partir de los primeros relevamientos y estudios sísmicos de la plataforma continental sudamericana que desde 1958 llevó adelante el Observatorio Geológico Lamont de la Universidad de Columbia (Ewing *et al.* 1963; Leyden *et al.* 1971).

A partir de la década de 1970, la Cuenca Punta del Este fue motivo de varios estudios geofísicos y geológicos emprendidos por la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP) tendientes a evaluar su potencial hidrocarburífero. En la etapa actual de esa evaluación, la principal fuente de datos e información resulta de las seis campañas de levantamientos de datos geofísicos (aproximadamente 6.500 kilómetros de perfiles sísmicos de reflexión, gravimetría y magnetometría) realizadas entre 1970 y 1982. La ejecución de dos perforaciones profundas (pozos Lobo y Gaviotín) que llevó a cabo la empresa Chevron en 1976, complementó la información geofísica, aportando datos sobre las litologías atravesadas. De este modo, se conoció parte de la naturaleza del relleno volcánico y sedimentario.

La Cuenca Punta del Este integra el extenso conjunto de depocentros sedimentarios que se sitúan en los actuales márgenes atlánticos sudamericano y africano. Los rellenos están constituidos por rocas depositadas durante el Mesozoico y Cenozoico, los que evolucionaron en función de los procesos tectónicos ligados a la fragmentación continental de Gondwana y la posterior apertura del Océano Atlántico. En particular, entre las latitudes 34º y 38º S, la extensión tectónica generó el sistema de fenómenos de *rifting* que, operando sobre el margen oriental de parte de la placa Sudamericana, dio lugar a las cuencas Punta del Este, Pelotas, Salado y Colorado con una historia tectosedimentaria fácilmente correlacionable.

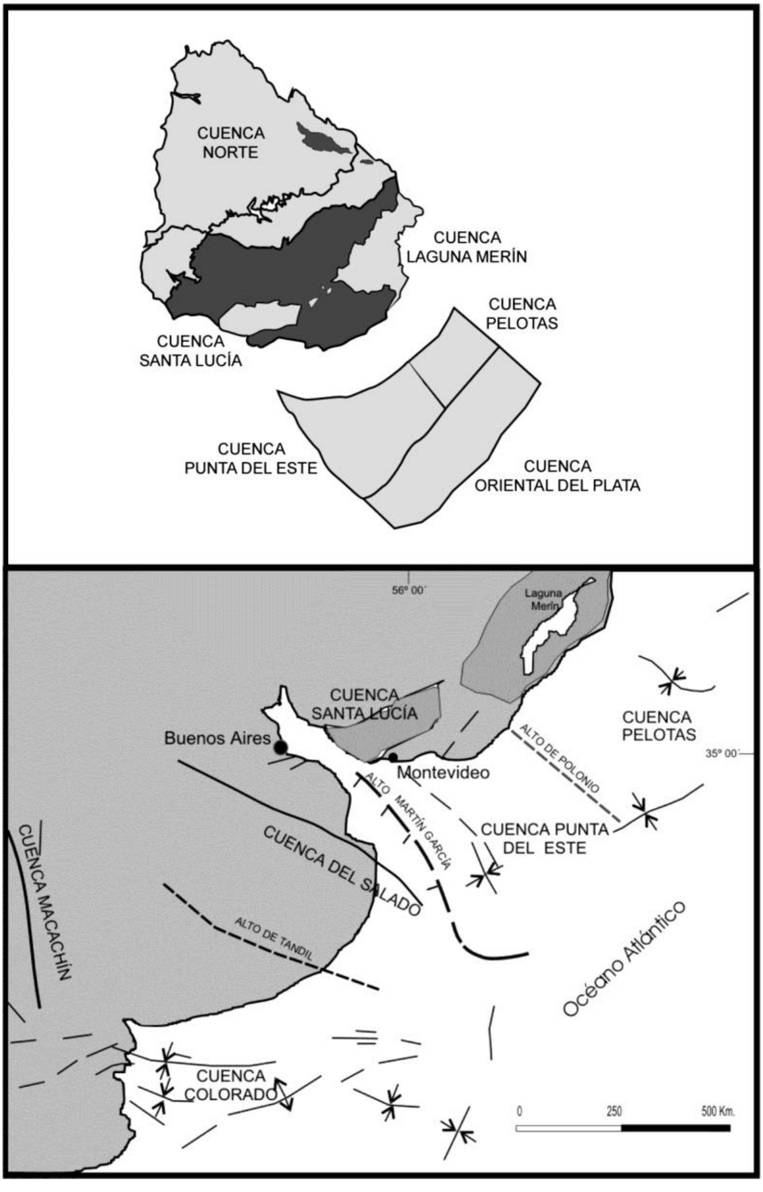


Figura 1 – *Cuencas sedimentarias de Uruguay y de las regiones adyacentes.*

El trabajo de Stoakes *et al.* (1991) constituyó el principal y más completo antecedente sobre la Cuenca Punta del Este, en el que se propone una génesis de ruptura y apertura según el modelo clásico, con forma de media estrella (*vide* Wilson 1974). En ese marco, la Cuenca Pelotas sería el brazo

que evolucionó hacia una etapa *rift-drift*, mientras que las cuencas del Salado y Punta del Este representarían el brazo abortado que generó una estructura aulacogénica. Este modelo tectosedimentario coincide con el sustentado para la apertura de la Cuenca del Salado por Introcaso & Ramos (1984).

El objetivo de este capítulo es presentar los rasgos tectónicos, magmáticos y sedimentarios fundamentales que se observan en la Cuenca Punta del Este. En particular, se introducen nuevos aportes al modelo evolutivo del relleno volcanosedimentario, se define una columna estratigráfica ajustada con el conocimiento litoestratigráfico de Uruguay y, por último, se brinda un panorama sobre el potencial hidrocarburífero y perspectivas exploratorias que ofrece la cuenca a partir de esta información.

SITUACIÓN Y RASGOS MORFOTECTÓNICOS

La Cuenca Punta del Este posee una superficie cercana a los 11.000 km^2 y un registro sedimentario que, a partir de la información sísmica, supera los 7.000 metros en algunos sectores. Está cubierta por una lámina de agua variable desde los 20 metros hasta profundidades mayores a los 3.500 metros hacia el extremo oriental. Exhibe un diseño alargado, con forma de embudo que se estrecha hacia el Noroeste y se abre hacia el Sureste donde intersecta la charnela fallada del margen continental. La cuenca está limitada: al Norte, por elementos cratónicos correspondientes al denominado Escudo Uruguayo – Sur-Riograndense, al Este está separada de la vecina Cuenca Pelotas por el Alto de Polonio y, al Oeste y Suroeste, por el Alto de Martín García o Alto del Plata de la Cuenca del Salado (Figs. 1 y 2).

La información geofísica muestra que la Cuenca Punta del Este posee una sección transversal (NE-SO) relativamente simétrica, conformada por un sistema conjugado de fallas normales lístricas que definen hemigrábenes y pilares tectónicos de diferentes escalas (Fig. 2). Las fallas asociadas a la formación de la depresión principal, de dirección NO, presentan una tendencia conjugada de fallas lístricas normales orientadas a N60ºO, pero varían entre N55ºO y N75ºO. Estas fallas definen un amplio graben principal que se ensancha desde 37 kilómetros cerca de los pozos Lobo y Gaviotín hasta 90 kilómetros cerca del margen continental (Fig. 2).

Por otro lado, un análisis detallado permite reconocer al menos, el desarrollo de tres fosas separadas por pilares tectónicos que en su conjunto conforman el denominado Alto Central. Estos pilares tectónicos fueron los

que determinaron los objetivos exploratorios que justificaron la locación de los pozos Lobo y Gaviotín.

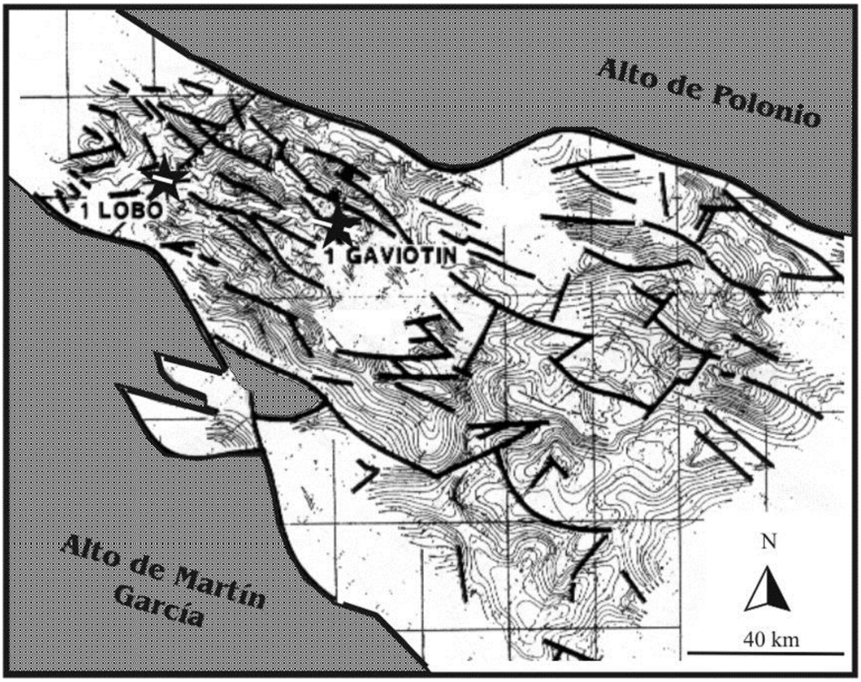


Figura 2 – *Principales elementos estructurales de la Cuenca Punta del Este y localización de los pozos Lobo y Gaviotín.*

El fallamiento relacionado a la fase de subsidencia mecánica (*rift)* en la Cuenca Punta del Este no se limitó a esta estructura principal, por lo que se logran individualizar otras estructuras extensivas de menor magnitud que generaron depresiones más pequeñas pero paralelas al graben principal. Estas últimas terminaron definiendo un conjunto de hemigrábenes ligados a corredores de fallas NO, a veces dislocados por fallas de transferencia de dirección NNE.

Evolución tectosedimentaria del relleno de cuenca

En el relleno sedimentario de la Cuenca Punta del Este pueden reconocerse, según el modelo de Stoakes *et al.* (1991), los siguientes estadios:

i) *prerift*;
ii) *rift* o *sinrift* (hundimiento mecánico);
iii) *sag* (o de hundimiento térmico); y
iv) margen pasivo.

Asimismo, los referidos autores definieron cuatro secuencias sismoestratigráficas: A, B, C y D. (*vide* Fig. 3)

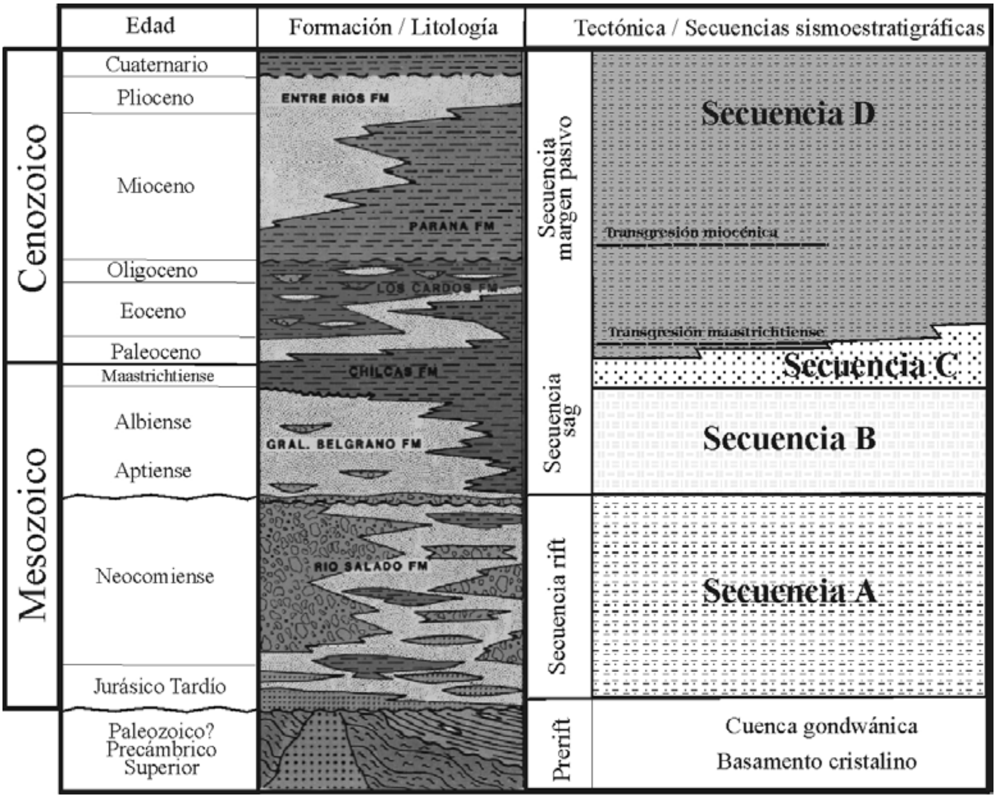


Figura 3 – *Cuadro litoestratigráfico de la Cuenca Punta del Este. Muestra la subdivisión del relleno en cuatro secuencias sismoestratigráficas según Stoakes* et al. *(1991). Las unidades litoestratigráficas se presentan con la terminología original.*

En esta contribución, a partir de la reinterpretación sísmica y estudios sedimentológicos, geoquímicos y palinológicos más recientes realizados sobre los registros de pozos (*cutting*), se modifica el modelo de Stoakes *et al.* (1991), estableciendo una nueva interpretación evolutiva para el relleno de la Cuenca Punta del Este. De este modo, se caracteriza el basamento *prerift*, se definen dos fases *rift* superpuestas materializadas por dos tectosecuencias, y dos fases evolutivas para el *sag* que representan dos secuencias depositacionales. Cada una de estas fases está caracterizada por un determinado y específico estilo tectónico y sedimentario que se refleja en la configuración sísmica de los reflectores y, con apoyo de los pozos profundos, permiten la correlación con los registros sísmicos y de pozos de la adyacente Cuenca del Salado.

De esta forma, la evolución de la Cuenca Punta del Este (Fig. 4) permite analizar los siguientes estadios:

i) *prerift*;
ii) *sinrift* I;
iii) *sinrift* II;
iv) *sag* (temprano y tardío);
v) margen pasivo.

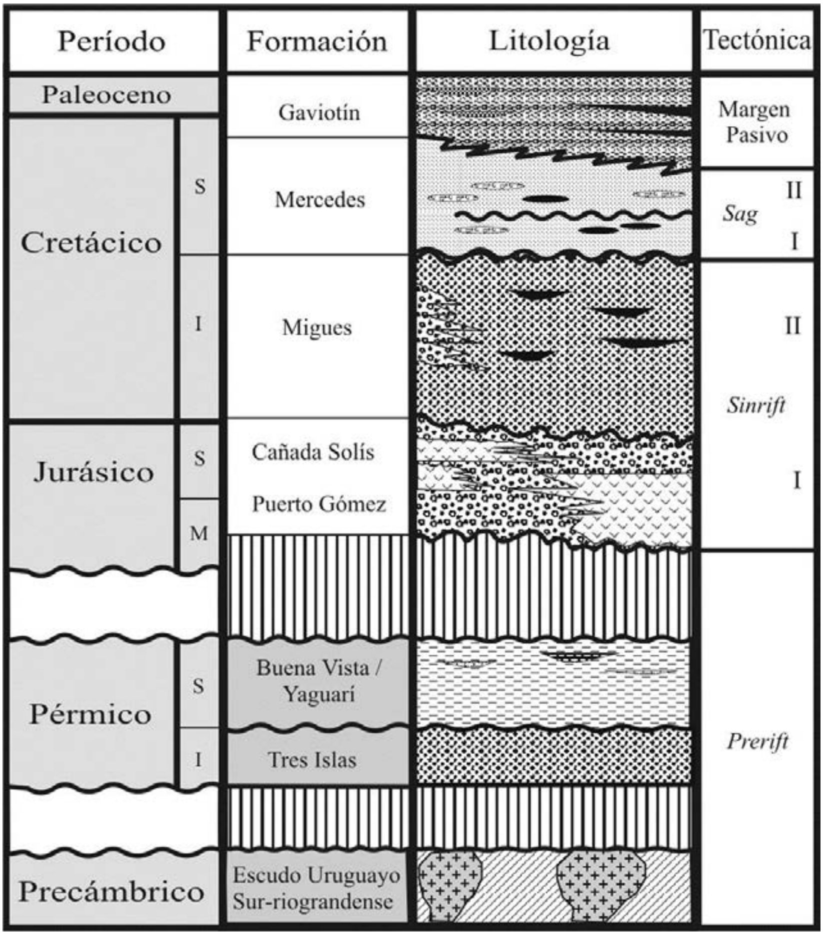


Figura 4 – *Columna estratigráfica de la Cuenca Punta del Este, para el lapso que se abarca en este trabajo.*

En la caracterización del relleno de la Cuenca Punta del Este se identifica a las unidades de acuerdo al *nomenclator* litoestratigráfico uruguayo (Fig. 4) en un intento de abandonar la terminología estratigráfica argentino-

brasileña que, hasta el presente, era utilizada en trabajos internacionales e informes internos. Por último, se advierte que los depósitos post-paleocénicos no son considerados en el presente análisis del relleno sedimentario de la Cuenca Punta del Este.

a) *Basamento* prerift

Se incluye en el basamento del *prerift* de la Cuenca Punta del Este un conjunto de estratos pelíticos y arenosos, compactos, caracterizados por reflectores sísmicos fuertes, subparalelos y discontinuos que evidencian un cambio fuerte de impedancia acústica entre los mismos. Esta sucesión sedimentaria se apoya en discordancia sobre las unidades cristalinas precámbricas que constituyen el denominado Escudo Uruguayo – Sur-riograndense.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los términos del tramo final del pozo Gaviotín (3.492 a 3.631 metros) se correlacionan con las sedimentitas paleozoicas de la Cuenca Norte (Fig. 1) (*vide* Veroslavsky *et al*., 2003). Cabe recordar que el pozo Lobo no alcanzó el basamento *prerift* de la cuenca. A partir de la interpretación sísmica (Fig. 5) las sedimentitas paleozoicas del *prerift* presentan una potencia del orden de los 2.000 metros hacia sectores más profundos de los hemigrábenes.

En el pozo Gaviotín, entre los 3.492 – 3.585 metros, se describe una sucesión de limolitas y areniscas finas interestratificadas, varicolores (verdes, rojos, marrones, naranjas, grises claros y blanquecinos) y con ocasionales niveles arcillosos intercalados. Las limolitas y areniscas son esencialmente cuarzosas a cuarzo-feldespáticas, micáceas, laminadas, con moderada a buena selección, levemente calcáreas (cemento) y se suceden tramos de areniscas medias a gruesas rojizas y naranjas. En el *cutting* se reconocen finos niveles de anhidrita y calcita. Con base en las características litológicas y las relaciones con la unidad infrayacente, se correlacionaron estos 93 metros con las formaciones Yaguarí y Buena Vista de la Cuenca Norte.

Estas unidades silicoclásticas se apoyan en discordancia sobre una sucesión de areniscas cuarzosas, blancas, finas a gruesas, con estratificación cruzada, granos redondeados a subangulosos, con ocasionales niveles de areniscas gruesas y sabulíticas a las que se intercalan niveles de pelitas grises verdosas y arcilitas negras asociadas a la presencia de restos carbonosos (Veroslavsky *et al*., 2003). Esta sucesión se desarrolla entre los 3.585 a 3.631 metros, y se correlacionó con la Formación Tres Islas de la Cuenca Norte. Esta correlación se sustenta no sólo en aspectos litológicos, sino

también con base en los resultados paleontológicos del *cutting* del tramo entre los 3.597 – 3.628 metros, el que aportó palinomorfos pérmicos (Daners *et al.*, 2003).

b) *Fase* sinrift *I (subsidencia mecánica): la Tectosecuencia R1 (Jurásico – Cretácico Temprano)*

El relleno *sinrift* I está materializado por la Tectosecuencia R1 (TS-R1), de edad Jurásico – Cretácico Temprano y definida por una potente sucesión volcanosedimentaria que alcanza los 513 y 353 metros en los pozos Lobo y Gaviotín respectivamente. Las sedimentitas son mayoritariamente conglomerados y conglomerados arenosos de tonalidades rojizas intensas, a veces con intercalaciones de paquetes de areniscas muy gruesas a medias rojizas a blancas, inmaduras, groseramente estratificadas. Esta sucesión sedimentaria se encuentra intercalada y apoyada sobre lavas basálticas y niveles piroclásticos.

Litoestratigráficamente, esas sedimentitas son correlacionables con los términos que se reúnen en la Formación Cañada Solís mientras que los basaltos se correlacionan con las litologías que integran la Formación Puerto Gómez. Al respecto, cabe señalar que ambas unidades litoestratigráficas constituyen el relleno basal de la Cuenca Santa Lucía (*vide* Rossello *et al.* 2001).

El desarrollo de la TS-R1 se interpreta como un modelo de sedimentación en hemigrábenes asociado a fuertes fallamientos normales que definen en las áreas proximales (altos y bordes de cuenca), condiciones de mayor energía que propiciaron una sedimentación conglomerádica. La misma fue depositada bajo la actuación de sistemas de tipo aluvio-fluvial controlados por los bordes y altos internos de la cuenca, mientras que hacia las áreas más distales de los hemigrábenes, los conglomerados dan progresivamente lugar a un predominio de areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas a medias fluviales.

La sección sísmica que se presenta en la Fig. 5, muestra el desarrollo del *sinrift* I, cuyos depósitos están afectados por fallas normales lístricas, con importantes rechazos verticales. Asimismo, la TS-R1 es afectada por fallas subverticales a verticales que a su vez afectan a los registros sedimentarios sobrepuestos.

La edad Jurásico – Cretácico Temprano que se le asigna a la TS-R1 está basada principalmente en correlaciones con la Cuenca Santa Lucía y con intervalos similares de las cuencas vecinas de Colorado, Salado y Pelotas (*vide* Uliana & Biddle 1988; Dias *et al.* 1994; Frylund *et al.* 1996).

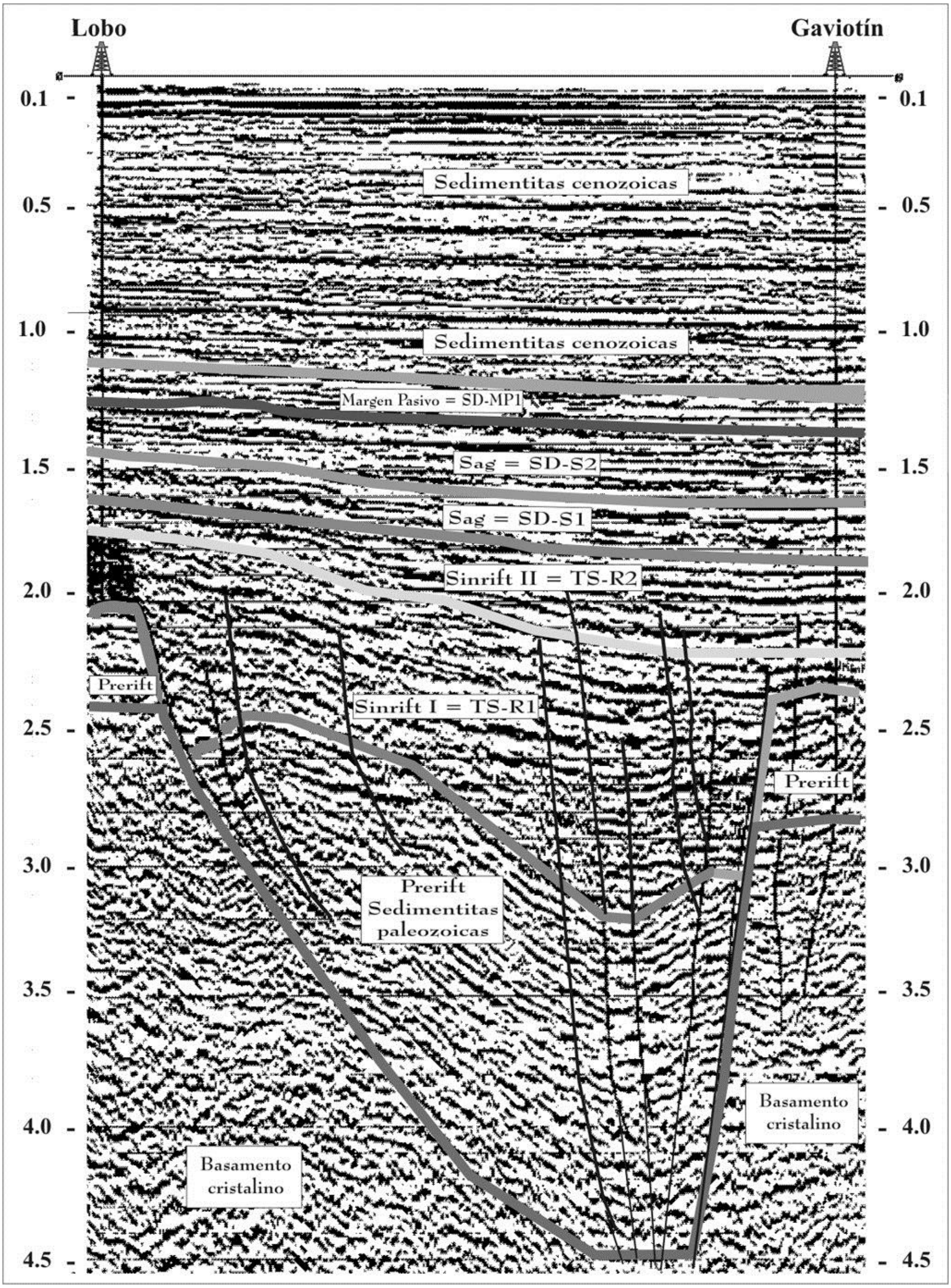


Figura 5 – *Interpretación geológica-geofísica de la línea sísmica Western-1 que une los pozos Lobo y Gaviotín (Fig. 2).*

Muestra la distribución y estructuración del relleno Mesozoico y Cenozoico de la Cuenca Punta del Este (escala vertical = tiempo en segundos).

c) *Fase* sinrift *II (subsidencia mecánica): la Tectosecuencia R2 (Cretácico Temprano alto)*

La Tectosecuencia R2 (TS-R2) conforma el relleno del *sinrift* II, se apoya en discordancia sobre los depósitos de la TS-R1, y está representada por una sucesión de areniscas gruesas a finas, inmaduras, cuarzo-feldespáticas de tonalidades predominantemente rojizas, naranjas y blanquecinas. A las areniscas se intercalan niveles métricos de pelitas y arcillas rojizas, verdes, marrones, y ocasionalmente grises claras, macizas y laminadas, y micáceas así como niveles conglomerádicos lentiformes. Ocasionalmente aparecen algunas delgadas intercalaciones piroclásticas finas. Todo este conjunto sedimentario supera los 500 metros en registro de pozo y se incrementa hacia el interior de los hemigrábenes (Fig. 5).

Los depósitos que conforman la TS-R2 se correlacionan por sus atributos litológicos y relaciones estratigráficas con la Formación Migues de la Cuenca Santa Lucía (*vide* Rossello *et al.* 2001). Son interpretados como depósitos esencialmente aluvio-fluviales asociados a los niveles de base lacustre en los hemigrábenes. El desarrollo de estos cuerpos lacustres fue controlado por la tectónica extensiva actuante, la estructuración y fallamientos normales.

De acuerdo con el modelo interpretativo (*vide* Leeder & Gawthorpe 1987) el escaso desarrollo de términos pelíticos grises a lo largo de las secciones perforadas puede deberse a que el desarrollo de los términos finos y más potentes ocuparon situaciones más distales dentro de los hemigrábenes. Si así ocurriese, se puede inferir que las características sedimentológicas y geoquímicas de esas pelitas serían similares a las pelitas grises y negras, organógenas y fosilíferas que se reúnen en la Formación Castellanos de la Cuenca Santa Lucía (Fig. 1).

La TS-R2 ha sido documentada en los pozos Lobo y Gaviotín, los cuales atravesaron una sección de 258 y 566 metros respectivamente. La sección sísmica de la Fig. 5 muestra el desarrollo del *sinrift* II en la Cuenca Punta del Este, cuyos registros están afectados por fallas subverticales y verticales que son interpretadas asociadas a la actuación de una tectónica transcurrente. Esta tectónica transcurrente, que involucra situaciones distensivas y compresivas a lo largo de las fallas, se reconoce a nivel regional en cuencas vecinas durante el Cretácico (*vide* Nürnberg & Müller 1991; Rossello *et al.* 2000). Deformaciones compresivas se reconocen en varias secciones sísmicas de la Cuenca Punta del Este, ligadas mayoritariamente a reactivaciones

transtensivas de los fallamientos lístricos contra o muy próximos a los altos internos. Por ejemplo, se observa una estructura anticlinal suave que afecta el *prerift* y *rift* hacia el flanco Sureste del Alto Central (Fig. 5). Otro ejemplo de compresión lo constituye la flexura que caracteriza la estructura Lobo.

La edad Cretácico Temprano para la TS-R2 está definida por su relación de discordancia con la TS-R1 y la discordancia que marca las relaciones de contacto con las unidades sedimentarias suprayacentes, a las que se le asigna una edad Cretácico Tardío. Los datos sobre el contenido palinológico en muestras de *cutting* son contradictorios y poco conclusivos. En el pozo Lobo se encontraron solamente escasos palinomorfos de edad Cretácico, contaminados con otros de edad Eoceno Medio como *Impagidinium maculatum* (Tavella & Wright 1996).

d) *Fase sag (o de subsidencia térmica): las secuencias depositacionales S1 y S2 (Cretácico Tardío)*

Como respuesta a la instalación de un período de relativa estabilidad tectónica se desarrolló una sedimentación que puede ser materializada por dos secuencias depositacionales separadas por una discordancia, cuya sedimentación transcurre durante el Cretácico Tardío.

Ese cambio que registra la cuenca en el estilo estructural y sedimentario de su relleno resulta de la modificación del régimen de subsidencia: de mecánico a térmico. Así, se produce la expansión de la sedimentación cretácica hacia ambos márgenes de la cuenca y, a su vez, se observa una disminución de los espesores y terminaciones (*onlaps*) en esa dirección (Fig. 5).

Las dos unidades sismoestratigráficas definidas en la fase *sag* tienden a mostrar reflectores paralelos a subparalelos, con suaves deformaciones y un buzamiento generalizado hacia el E-SE. Los fallamientos, cuando aparecen, son de poco rechazo y con orientación paralela a los márgenes continentales y relacionados al hundimiento termal de la corteza oceánica adyacente. Estas suaves estructuras poseen, la mayoría de las veces, cierres en los cuatro sentidos, generalmente asociados a los altos de basamento por compactación diferencial y constituyen uno de los objetivos principales en la exploración petrolera.

La Fig. 5 muestra que el sistema de fallas que configuran el conjunto de hemigrábenes generados durante las etapas *sinrift* I y *sinrift* II han sido,

en algunos casos, reactivadas y afectan a los intervalos sedimentarios depositados durante la etapa *sag*.

Sísmicamente, se han definido las secuencias depositacionales SD-S1 y SD-S2, ambas limitadas en techo y base por discordancias suavemente erosivas. Están representadas por areniscas gruesas a medias, blancas, blanquecinas, rojizas, cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, de moderada a regular selección, con estratificación cruzada e intercalaciones de métricos a delgados niveles pelíticos y conglomerádicos. Los niveles conglomerádicos se hacen más conspicuos hacia el tope de la SD-S2 y muestran un fuerte carácter polimíctico, grano-soportados, cuyos clastos denotan un área fuente ligada a un basamento cristalino heterogéneo. Estos depósitos son interpretados como sistemas fluviales y fluvio-deltaicos y alcanzan en conjunto los 700 metros de potencia. Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta importante sucesión sedimentaria se correlaciona con la Formación Mercedes.

En el pozo Lobo, la SD-S1 tiene un espesor de 230 metros mientras que en el pozo Gaviotín alcanza los 406 metros. La SD-S2 muestra un desarrollo de 187 metros en el pozo Lobo y 363 metros en el pozo Gaviotín.

Como fuera señalado, ambas secuencias depositacionales muestran espesores relativamente uniformes en la cuenca y permite su correlación con unidades sismoestratigráficos de la Cuenca del Salado. Ambas secuencias depositacionales transgreden los altos basamentales, lo que muestra un funcionamiento común para este momento de las cuencas Punta del Este - Salado. La SD-S1 se apoya en discordancia sobre los sedimentos del *sinrift* II y exhibe características sísmicas de discordancia con la SD-S2 y, ésta última en cambio, muestra relaciones de concordancia con los sedimentos suprayacentes.

Ambas secuencias fueron depositadas durante el Cretácico Tardío debido a que en la porción costa afuera de la vecina Cuenca del Salado, específicamente en los pozos Samborombón, niveles equivalentes observan una edad Cenoniense, principalmente por la presencia de *Subtilisphaera asymmetrica* y *Classopollis brasiliensis* (Tavella & Wright 1996).

e) *Margen pasivo: secuencias depositacionales regresivas – transgresivas*

Durante esta etapa, la evolución de la Cuenca Punta del Este se caracteriza por la continuación de la separación continental y una progresiva desaceleración del hundimiento del nivel de base, lo que produjo que los even-

tos eustáticos asumieran mayor importancia en el patrón de apilamiento sedimentario. Por ello, se pueden individualizar el desarrollo de varias secuencias depositacionales cuya génesis está vinculada, principalmente, a los eventos regresivos – transgresivos que se registran desde el Cretácico más cuspidal hasta la actualidad.

Por encima de la SD-S2, y en concordancia, la primer secuencia depositacional de margen pasivo es la SD-MP1. Comprende una sucesión sedimentaria de configuración sísmica similar a las anteriores, con algunas diferencias en su menor espesor así como en la intensidad de los cierres estructurales. La SD-MP1 muestra una excelente correlación con los registros de la Cuenca del Salado, Colorado y Pelotas y, desde el punto de vista petrolero, esta unidad de gran extensión regional constituye un excelente sello para los paquetes arenosos porosos infrayacentes.

En la porción uruguaya, los pozos Lobo y Gaviotín cortan la SD-MP1 con espesores superiores a los 150 metros (Fig. 5). La sección está constituida por paquetes de limolitas y lutitas verdes oscuras a grises, con intercalaciones de limolitas calcáreas y areniscas finas. Estas litologías no son correlacionables litoestratigráficamente a las unidades que se conocen en la parte emergida del territorio uruguayo, lo que justificó la definición de la Formación Gaviotín por Ucha *et al.* (2003), describiéndose a continuación sus principales características estratigráficas.

Formación Gaviotín

Está constituida por una sucesión de limolitas, arcilitas y areniscas, verdes y grises, laminadas y macizas. Su nombre deriva de la perforación Gaviotín, que la alumbró entre los 1.548 a 1.795 metros donde no sólo constituyen el mayor espesor conocido sino que también muestra una mayor variación litológica. Estas litologías eran incluidas en la Formación Chilcas definida en la Cuenca del Salado (*vide* Tavella & Wright 1996). Se le atribuye a esta sedimentación un ambiente marino somero.

Distribución: posee una extensa distribución en la plataforma uruguaya, sobrepasando los límites depositacionales jurocretácicos de la Cuenca Punta del Este.

Composición litológica: consiste de una sucesión de limolitas, arcilitas y areniscas verdes y grises, claras y oscuras, muy finas a finas, a veces algo calcáreas, micáceas, laminadas a macizas, fosilíferas, con tramos con trazas

de carbón y pirita, reconociéndose además la presencia de glauconita. En el pozo Gaviotín (247 metros de potencia), muestra hacia la base el desarrollo de espesos paquetes pelíticos y arcillosos que pasan gradualmente a areniscas finas y muy finas con niveles más finos interestratificados y, hacia el tope, remata con una potente sucesión pelítica. Entre los 1.575 a 1.625 metros se describe la presencia de trazas de carbón (lignítico) y arcilitas grises, micáceas y algo piritosas. En el pozo Lobo (130 metros, entre 1.525 a 1.395 metros), son netamente predominantes las litologías limolíticas y arcilíticas.

Relaciones estratigráficas: se apoya en discordancia sobre la Formación Mercedes y sus relaciones con las unidades eoterciarias suprayacentes son concordantes. Se la correlaciona con la Formación Chilcas y Formación Pedro Luro de las vecinas cuencas del Salado y Colorado, respectivamente.

Edad: a partir de sus relaciones estratigráficas y el estudio de su rico contenido microfosilífero (dinoflagelados y palinomorfos) Daners & Guerstein (2004) le asignan a la Formación Gaviotín una edad Maastrichtiense a Eoceno, habiendo podido identificar por criterios bioestratigráficos una interrupción sedimentaria que comprende el tope del Paleoceno y la base del Eoceno.

CONSIDERACIONES SOBRE EL POTENCIAL PETROLÍFERO Y GASÍFERO

A continuación, se consideran básicamente cuatro aspectos que permiten evaluar el potencial hidrocarburífero de la Cuenca Punta del Este:

a) rocas generadoras;
b) madurez térmica y migración;
c) rocas reservorios y
d) sello y trampas.

a) Rocas generadoras

Las potenciales rocas generadoras del sistema petrolero Cuenca Punta del Este se asocian a los rellenos del *sinrift* –particularmente del *sinrift* II– y del *sag*, asignándosele una relativa importancia al *prerift.*

De acuerdo con el modelo de evolución tectosedimentaria propuesto aquí, en el relleno del *sinrift* II deberían ocurrir facies lacustres ricas en ma-

teria orgánica en depocentros distales cuyo desarrollo está ligado a la tectónica extensiva y transcurrente que caracterizan la evolución del *sinrift* II. Estos cuerpos de agua de origen tectónico, tendrían una génesis similar a los que produjeron a la Formación Castellanos en la Cuenca Santa Lucía.

En la fase *sag*, la existencia de secuencias marinas con potencial generador se localizarían en las posiciones de aguas más profundas. Hacia el Este, asociados a los sistemas continentales y transicionales que caracteriza la fase *sag* en los pozos Lobo y Gaviotín, se desarrollaron sistemas deltaicos que pasan gradualmente a marinos someros y profundos.

Un posible indicador del potencial generador en las regiones más profundas lo proporciona la información lograda a través de los pozos del *Deep Sea Drilling Programme*.[1] Dicho programa ha comprobado la ocurrencia de potentes paquetes de lutitas negras ricas en materia orgánica del tipo II y III, depositados en el Cretácico medio (Aptiense–Albiense) .

En cuanto al relleno paleozoico del *prerift*, no se descarta la posibilidad de ocurrencia de rocas generadoras en unidades sedimentarias depositadas en ambientes transicionales y marinos, similares a las presentes en el sector aflorante de la Cuenca Norte. La presencia de rocas pérmicas en el tramo final del pozo Gaviotín, permite inferir para el resto de la sección sismoestratigráfica el eventual desarrollo de paquetes paleozoicos con contenidos orgánicos que, dada su condición de mayor soterramiento, tendrían importancia como generadores de gas.

b) Maduración y migración

La maduración de una roca generadora se refiere a la transformación del kerógeno sólido en hidrocarburo móvil, siendo una función de la temperatura, de la profundidad de soterramiento, y del tiempo en que la roca estuvo sometido a estas diferentes condiciones.

El modelado de la evolución del proceso de maduración de las rocas generadoras en la Cuenca Punta del Este, realizado por Stoakes *et al.* (1991), establece que las condiciones para el comienzo de generación de petróleo, en

1. Programa internacional iniciado en 1963 y que tuvo por finalidad el estudio del fondo marino profundo mediante perforaciones. El buque utilizado fue el *Glomar Challenger* y realizó más de 500 sondeos en los océanos Atlántico, Pacífico e Índico así como en el mar Mediterráneo. El programa dejó paso al más ambicioso *International Programme of Ocean Drilling* (IPOD) y al actual *Ocean Drilling Programme* (ODP).

la zona de los pozos, están alrededor de los 1.500 metros, con la zona de transición a sobremaduración en aproximadamente los 2.800 metros. La aplicación de otros modelos de soterramientos para cálculo de la madurez de la Cuenca Punta del Este, realizada por técnicos de Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras), lleva a considerar horizontes más profundos para la "ventana" de generación de petróleo. Así por ejemplo, para el pozo Gaviotín la "ventana" de generación de petróleo estaría comprendida entre los 3.500 a 2.800 metros.

La presencia de vías de migración de fluidos en la cuenca seguramente se relacione a zonas de fracturas y fallas ligadas a los diferentes episodios tectónicos operantes durante la fase *rift* y eventualmente la fase *sag*. Como se dijo anteriormente, importantes fallamientos verticales y subverticales afectan a las unidades sedimentarias asociadas al *prerift* y *sinrift*, y parcialmente al *sag*, posibilitando la generación de las vías de migración requeridas.

c) Rocas reservorio

En la secuencia estratigráfica presente en la Cuenca Punta del Este, las rocas reservorio de mejor calidad corresponden a las secuencias del *sinrift* II, *sag* y de los episodios sedimentarios basales del margen pasivo.

Asociado al relleno del *sinrift* II, en las proximidades de los pozos, se constata la presencia de unidades arenosas porosas que presentan buenas condiciones de reservorio. Sin embargo, las secuencias arenosas vinculadas a sistemas deltaicos que componen el *sag* ofrecen las perspectivas más favorables como roca almacén, ya que como fue comprobado a partir de los cálculos y evaluaciones realizadas en los perfiles de los pozos presentan valores de buena a muy buena porosidad y permeabilidad.

Por último, en las posiciones más distales de la cuenca, localizadas bajo aguas profundas, se podría esperar el desarrollo de potentes sucesiones arenosas turbidíticas de gran potencial como objetivo exploratorio. El desarrollo de facies turbidíticas petrolíferas asociadas a trampas estratigráficas y mixtas, se verifica en varios de los sistemas petroleros de las cuencas marginales atlánticas.

d) Trampas y sellos

Las principales trampas identificadas a partir de los relevamientos sísmicos corresponden tanto a estructuras compresivas de bajo relieve localizadas próximas o sobre los altos de basamento como ligadas a las estructuras

roll-over derivadas del sistema de fallas o entrampamientos estratigráficos y mixtos (acuñamientos y truncamientos). Debido a esta compleja estructuración del *sinrift* y reactivaciones e inversiones cenozoicas se presume que en la Cuenca Punta del Este podrían ocurrir diversas situaciones estructurales favorables para el entrampamiento de fluidos.

Como se ha señalado en este trabajo, existen rocas con características de sello a distintos niveles de la columna estratigráfica, algunos de los cuales tienen un carácter local y por lo menos uno, tiene carácter regional.

UNA CUENCA AÚN SUBEXPLORADA...

A pesar de los esfuerzos exploratorios que suponen las perforaciones y los estudios gravimétricos, sísmicos, geoquímicos y sedimentológicos, la Cuenca Punta del Este debe ser considerada aún como una cuenca hidrocarburífera subexplorada y aún poco conocida. Hay que tener en cuenta que sólo se dispone de dos perforaciones profundas y 6.500 kilómetros de líneas sísmicas para cubrir una extensa cuenca *off-shore*.

En este sentido, se asigna particular importancia al reciente conocimiento de que la aplicación de nuevas tecnologías ha permitido detectar importantes cantidades de inclusiones fluidas de petróleo y gas en las muestras de *cutting* correspondientes a las secciones *sinrift*, *sag* y margen pasivo en los pozos Lobo y Gaviotín, según Tavella & Wright (1996). La tecnología del estudio de las inclusiones fluidas, desarrollada por la empresa petrolera American Oil Company (Amoco), se ha aplicado con éxito en varias partes del mundo, permitiendo detectar pequeñísimas concentraciones de estas inclusiones y analizarlas como muestras normales de hidrocarburos.

Estas evidencias son de gran importancia, puesto que estarían comprobando que volúmenes indeterminados de hidrocarburos migraron a través de estos sedimentos, dado que pequeñas cantidades de ellos quedaron ocluidas en la estructura cristalina de estas rocas.

Según Tavella & Wright (1996) las inclusiones fluidas detectadas corresponden tanto a gas como a petróleo líquido; estas últimas presentes en niveles del Neocomiense. Esto ha sido puesto en evidencia por el alto valor de parafínicos en el primer *track*, en tanto que las inclusiones de gas se presentan en la sección correspondiente al Aptiense–Albiense, según se deduce del alto valor de metano y etano en los *tracks* 2 y 3. Los análisis químicos,

petrográficos y bajo luz ultravioleta, efectuados a las muestras de líquidos, indican que se trata de un petróleo parafínico de buena calidad, no degradado, de aproximadamente 32º API y originado posiblemente a partir de fuentes de tipo lacustre.

Por ello, la presencia de este tipo de petróleo en esta posición de la cuenca indicaría que la generación habría estado asociada a las secciones lacustres relacionadas a la materia orgánica de tipo I, presumiblemente generada en la fase *sinrift* II. En este sentido, cabe señalar que como se estableció precedentemente, las secciones marinas del *sag* son de poco desarrollo en los alrededores de los pozos, con escasa cantidad de materia orgánica y sin condiciones de madurez como para contribuir a una eventual generación de los hidrocarburos que migraron. Asimismo, las secciones paleozoicas del *prerift*, tal como se conocen en la Cuenca Norte, presentarían un tipo de materia orgánica más afín a la generación de gas. Por otra parte, la actual situación de soterramiento del *prerift* paleozoico determinaría que la materia orgánica estaría en estado senil y sólo contribuiría a la generación de gas de naturaleza catagénica.

En conclusión, la presencia de inclusiones fluidas en la sección sedimentaria de los pozos de la Cuenca Punta del Este confirmaría la existencia de un sistema petrolero responsable de la generación y migración de petróleo y gas. Este hecho, de singular importancia, corrobora los indicios de gas detectados en las mismas secciones rocosas, durante la perforación y evaluación de los pozos.

En particular, en el pozo Gaviotín, fueron evaluados diferentes tramos donde se registró incrementos en la detección de gas en el curso de la perforación, coincidentes con secciones arenosas de buena porosidad y permeabilidad, según muestran las pérdidas de lodo registradas al atravesarlas, los que presentaron interesantes inversiones en los perfiles Densidad – Neutrón. Los cálculos de saturación de agua en estos tramos varían entre el 45 y 55 %, configurando una sugestiva coincidencia de indicios de gas que no fueron ensayados como resultado de situaciones adversas relacionados a aspectos técnico operativos y económicos del momento.

Por último, el hallazgo de yacimientos de hidrocarburos en el *offshore* sur-atlántico africano, dentro de cuencas que por su génesis y registros litoestratigráficos están temporal y espacialmente asociadas a la Cuenca Punta del Este, generan interesantes expectativas en la exploración de esta cuenca. En este sentido, en la Cuenca *offshore* de Orange, muy semejante al am-

biente estructural y estratigráfico de la Cuenca Punta del Este, se han descubierto campos gasíferos gigantes como el Kudu en Namibia y la reciente confirmación del Ibhubesi en Sud-África (*vide* Berge *et al.* 2002).[2] De esta manera, se vuelven a reabrir nuevas expectativas favorables para la exploración de hidrocarburos en la Cuenca Punta del Este.

Bibliografía

Berge TB, Aminzadeh F, de Groot P & Oldenziel T (2002): *Seismic inversion successfully predicts reservoir, porosity and gas content in Ibhubesi Field, Orange Basin, South Africa*. The Leading Edge 21(4): 338-348.

Daners G & Guerstein R (2004): *Dinoflagelados del Maastrichtiense – Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este*, pp. 37-62 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Cenozoico*. Dirac – Facultad de Ciencias, Montevideo.

Daners G, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003): *Paleozoico Superior en la plataforma continental uruguaya: evidencias geológicas y palinológicas*, pp. 31 de Resúmenes del XII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Buenos Aires, Argentina.

de Santa Ana H & Ucha N (1994): *Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basin*. División Investigación y Desarrollo, ANCAP. Montevideo. Informe interno, 98pp.

Dias JL, Sad AR, Fontana RL & Feijó FJ (1994): *Bacia de Pelotas*. Boletim Geociências da Petrobrás 8(1): 235-245.

Ewing M, Ludwig W & Ewing J (1963): *Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain*. Bulletin Geological Society of America 74: 275-292.

Frylund D, Marshall A & Stevens J (1996): *Cuenca del Colorado*, pp. 135-138 de: Ramos VA y Turic MA (eds.): *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio del XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires.

Introcaso A & Ramos VA (1984): *La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica*. Actas del IXº Congreso Geológico Argentino 3: 27-46. Bariloche, Argentina.

Leeder MR & Gawthorpe RL (1987): *Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins*, pp. 139-152 de: Coward MP, Dewey JP & Hancock PL (eds.): *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication 28.

Leyden R, Ludwig WJ & Ewing M (1971): *Structure of the continental margin of Punta del Este, Uruguay and Rio de Janeiro, Brazil*. Bulletin American Association of Petroleum Geologists 55: 2161-2173.

Nürnberg D & Müller RD (1991): *The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present*. Tectonophysics 191: 27-53.

Rossello EA, de Santa Ana HA & Veroslavsky G (2001): *La Cuenca Santa Lucía (Uru-*

2. El campo gasífero Kudu se encuentra a unos 150 km del límite costero entre Namibia y Sud-África; el Ibhubesi está a unos 80 km de la costa occidental de este país. La exploración petrolífera en la Cuenca *offshore* Orange se realiza a distancias de 100 a 300 km al Oeste de la costa sudafricana, en profundidades de 400 a 2.000 metros aproximadamente.

guay): un pull-apart *Juro-Cretácico transtensivo dextral*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(1): 38-50.

Rossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2000): *El Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica*. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 749-756.

Stoakes FA, Campbell CV, Cass R & Ucha N (1991): *Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America*. Bulletin American Association of Petroleum Geologists 75(2): 219-240.

Tavella GF & Wright CG (1996): *Cuenca del Salado*, pp. 95-116 de*:* Ramos VA y Turic MA (eds.): *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio del XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires.

Ucha N, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003): *La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero*, pp. 171-190 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico.* DIRAC, Montevideo.

Uliana MA & Biddle KT (1988): *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America*. Revista Brasileira de Geociências 18(2): 172-190.

Veroslavsky G, Daners G & de Santa Ana H (2003): Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el *prerift* de la Cuenca de Punta del Este. *Geogaceta*, 34: 203-206. España.

Wilson JT (1974): *Deriva continental*, pp. 45-60 de: Scientific American (ed.) *Deriva continental y tectónica de placas*. Blume, Barcelona.

RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS

EL SISTEMA ACUÍFERO GUARANÍ (SAG)

Jorge Montaño

LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS JUEGAN UN PAPEL FUNDAMENTAL y creciente para el consumo público y privado en el mundo, como fuente de abastecimiento urbano, rural, agrícola e industrial. En las últimas décadas se ha constatado un importante incremento de su demanda frente a la de aguas superficiales. En comparación con éstas, son varias las ventajas que poseen las aguas del subsuelo (*vide* Custodio 1993); entre otras cabe destacar:

- frecuente disponibilidad en o cerca del lugar de demanda;
- puesta a disposición relativamente económica;
- calidad natural;
- gran potencial de almacenamiento; y
- reducido riesgo de contaminación.

En Uruguay, por la conformación geológica de su subsuelo, hay varias regiones que ofrecen la posibilidad de explotar este tipo de recurso hídrico; en particular, en aquellas cuencas sedimentarias que poseen unidades subsuperficiales con buena porosidad y permeabilidad, permitiendo que el recurso agua se aloje en los poros (acuíferos porosos). También es posible explotar este recurso en áreas constituidas por rocas cristalinas, en donde el agua se almacena y circula en diaclasas y fallas interconectadas (acuíferos fisurados).

El acuífero más importante de Uruguay se desarrolla en la Cuenca Norte (Fig. 1). Está constituido por una potente sucesión de estratos poro-

sos y permeables que, más o menos interconectados, en su gran mayoría se depositaron durante el Mesozoico. En su conjunto definen el denominado Sistema Acuífero Guaraní (SAG), que es una de las más impresionantes reservas subterráneas de agua dulce en el mundo. Este recurso lo compartimos con los demás países del MERCOSUR: Argentina, Brasil y Paraguay. Se estima que el SAG tiene un potencial hídrico del orden de 40.000 km^3.

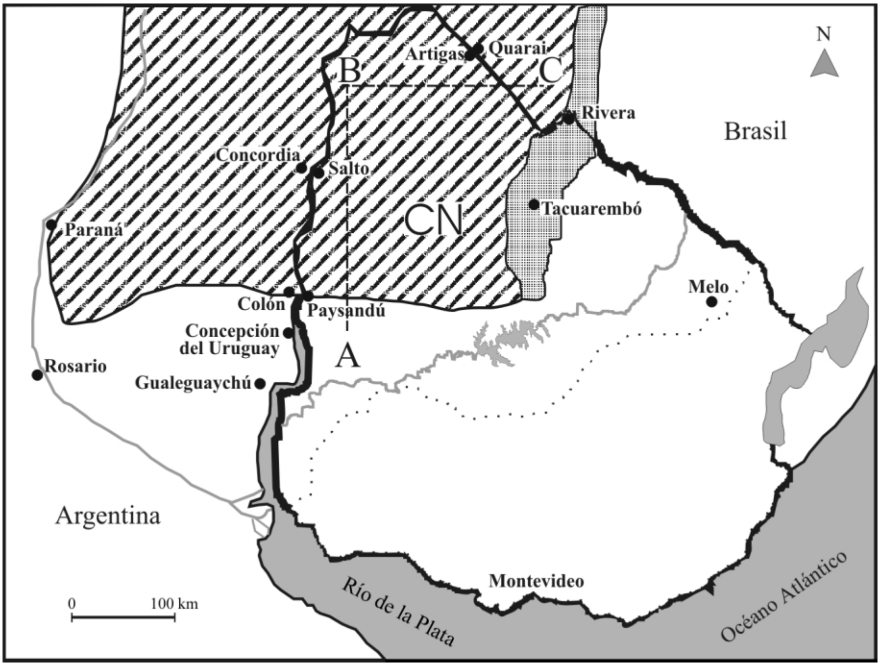


Figura 1 – *Mapa general del desarrollo de la Cuenca Norte (CN).*
Se expresa en diferentes tramas la Zona Aflorante (punteado gris) y la Zona Confinada (rayado diagonal) del Sistema Acuífero Guaraní en Uruguay y zonas adyacentes. Las rectas AB y BC señalan la dirección de los cortes geológicos a los que se hace referencia en las Figs. 3 y 4.

Este acuífero, con espesores que varían de 400 a 800 metros, se distribuye en un área aproximada de 1.182.500 km^2 de la siguiente forma: en Paraguay ocupa un área de 71.700 km^2; en Argentina 225.500 km^2; y en el Norte de Uruguay 43.000 km^2. El resto corresponde a Brasil, donde se distribuye de la siguiente manera: 157.600 km^2 en Rio Grande do Sul; 49.200 km^2 en Santa Catarina; 131.300 km^2 en Paraná; 155.800 km^2 en São Paulo; 213.200 km^2 en Mato Grosso do Sul; 55.000 km^2 en Goiás; 52.300 km^2 en Minas Gerais; y 26.400 km^2 en Mato Grosso.

En casi toda su extensión, el SAG se encuentra cubierto por potentes coladas basálticas que logran superar los 1.000 metros de potencia. Este grado de soterramiento del SAG es la causa de que, en algunas regiones, presente condiciones de termalismo y surgencia.

Tradicionalmente se ha establecido que este sistema acuífero es un cuerpo sedimentario relativamente homogéneo, cuyas variaciones se debían principalmente a su espesor y a cambios litológicos que no eran significativos. La visión que se presenta en este capítulo contradice esa hipótesis tradicional; se entiende que puede significar un aporte importante para direccionar estudios futuros tendientes a esclarecer el modelo conceptual del Sistema.

El límite Sur del SAG está dado por su desarrollo en territorio uruguayo y, parcialmente, en Argentina. Esta zona se caracteriza por su gran heterogeneidad, producto de la actividad tectónica a la que estuvo sometida la cuenca en esta región de borde intracratónico, principalmente durante el Mesozoico. Durante este tiempo, se registraron los fuertes fracturamientos, fallamientos, desplazamientos de bloques y emplazamientos ígneos (coladas, filones, *sills* y diabasas) que perturbaron al conjunto de estratos esencialmente arenosos que constituyen el SAG. Estas condiciones influyen decisivamente en las dimensiones y la dinámica del sistema acuífero, lo que lleva a separar al SAG para su estudio en áreas que determinan ámbitos hidrogeológicamente diferentes.

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS Y DISTRIBUCIÓN DEL SAG

El SAG, como fue señalado, se desarrolla íntegramente en la Cuenca Norte. La misma ocupa la región noreste y centro-norte de Uruguay, abarcando un área aproximada de 100.000 km^2 (Fig. 1). El SAG está constituido por una sucesión de sedimentitas, esencialmente silicoclásticas, que presentan valores de media a alta permeabilidad. Toda esta sucesión fue depositada desde el Pérmico Tardío hasta el Cretácico Temprano (Fig. 2); litoestratigráficamente corresponde, de base a techo, a las formaciones Yaguarí, Buena Vista, Itacumbú y Tacuarembó (*vide* Cap. III). Otras unidades paleozoicas (formaciones San Gregorio y Tres Islas) en sectores restrictos de la cuenca comprenden el SAG, e inclusive son responsables de algunas características químicas particulares del agua subterránea. Los rasgos sedimentológicos y estratigráficos de las principales unidades que conforman el SAG han sido desarrolladas en los Capítulos II y III, por lo que sólo se entrará en aspectos generales.

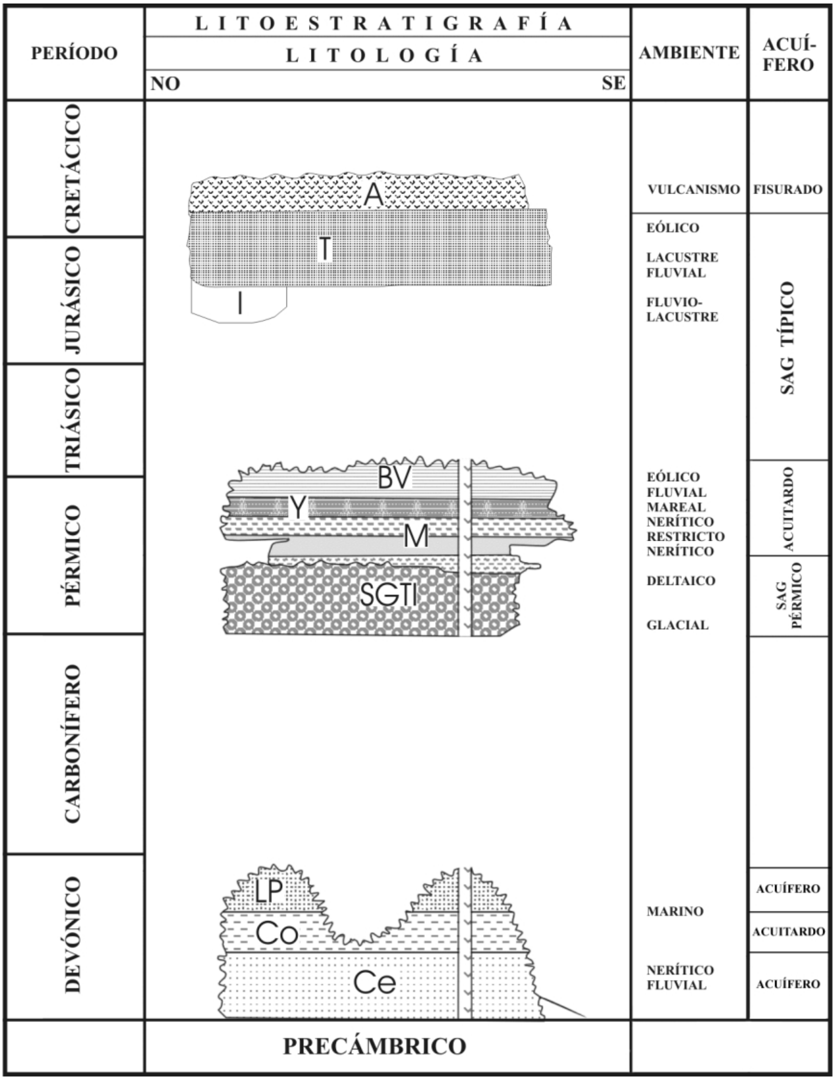


Figura 2 – *Columna estratigráfica de la Cuenca Norte.*
Ce = *Formación Cerrezuelo;* Co = *Formación Cordobés;* LP = *Formación La Paloma;* SGTI = *formaciones San Gregorio y Tres Islas;* M = *Formación Melo;* Y = *Formación Yaguarí;* BV = *Formación Buena Vista;* I = *Formación Itacumbú;* T = *Formación Tacuarembó; y* A = *Formación Arapey. (Fuente: de Santa Ana 1989 y Capítulo III de este volumen)*

Todo este conjunto sedimentario se encuentra protegido por una extensa y potente capa basáltica de 38.000 km^2. El resto del acuífero corresponde a la zona de afloramientos sedimentarios situados en la región centro-norte que ocupan aproximadamente 5.000 km^2. En la ciudad de Artigas existe un área de afloramientos muy particular, ya que constituye una "ventana"

donde aflora el acuífero confinado rodeado por basalto; una situación similar se observa en la localidad de Paguero, en el departamento de Artigas.

De una forma general, se puede caracterizar a las sedimentitas que constituyen el SAG por una sucesión de areniscas de origen continental, depositadas por sistemas fluviales y lacustres a las que se asocian varios episodios eólicos que se intercalan a lo largo de toda la sección. El espesor puede variar desde los pocos metros hasta más de 200 metros totalmente saturados de agua. En primera instancia el SAG, en función de sus características geológicas e hidrogeológicas, se divide en dos ámbitos: zona confinada (95 %) y aflorante (5 %).

ESTRUCTURA DEL SAG: ZONA CONFINADA

Esta zona se ubica al NO de Uruguay (Fig. 1) en los departamentos de Artigas, Salto y Paysandú y se extiende al Oeste hacia la provincia de Entre Ríos (Argentina). Las lavas confinantes corresponden a la Formación Arapey (del Período Cretácico) compuesta por sucesivas coladas de basalto, en cantidad y espesor variable dentro del área mencionada, dependiendo de los pulsos efusivos, y de la distancia de los centros de emisión; se han llegado a identificar 26 coladas en la ciudad de Salto, donde la perforación realizada por OSE mostró un espesor de basaltos de 1.021 metros.

La típica estructura interna tripartita de cada derrame basáltico (*vide* Capítulo V) puede mostrar un comportamiento diferente en función de los procesos exógenos que la afecten. Los altos estructurales de Itapebí–Tambores y Gaspar–Vichadero (*vide* Capítulo III) pueden haber operado como direcciones de fracturación y centros de emisión con relación a las cámaras magmáticas, dando como consecuencia el gran desarrollo de los basaltos en la región de Salto–Concordia. Por otro lado, es posible que operaran también como barreras limitantes de la difusión hacia el Sur de los intrusivos (diabasas) característicos en el subsuelo del extremo noroccidental de la Cuenca Norte (Artigas).

En el área de Salto y hacia el Sur, no se ha registrado la presencia de diabasas en la alta proporción que aparecen en los pozos profundos situados hacia el Norte. Como ejemplo de la baja actividad intrusiva en la región Salto se puede citar que en el pozo de la represa de Salto Grande sólo se atravesó un delgado nivel de diabasa entre los 1.038-1.040 metros.

Con respecto a las características tectónicas y estructurales, es posible observar un claro predominio de los lineamientos de dirección NO, constituidas por las geoclasas de mayor expresión en el área. El río Daymán y el arroyo Itapebí estarían determinando un bloque basáltico relativamente más hundido. Esta situación genera los mayores espesores de basalto, confinando al SAG a mayores profundidades, situación ésta que, por gradiente geotérmico, determina pozos con agua de mayor temperatura y aptas para su explotación termal.

La sedimentación jurocretácica e infrabasáltica podría surgir como resultado del hundimiento experimentado en la Cuenca Norte, en el sector noroccidental, durante su evolución Triásico–Cretácico, lo que permitió el desarrollo de las mayores acumulaciones y espesores que muestra la cuenca en los pozos profundos.

Litológicamente, el SAG típico está constituido por areniscas medias a finas, rojas y rosadas, cuarzosas, muy maduras, con estratificación cruzada de alto ángulo a las que se intercalan lentes y estratos pelíticos predominantemente rojos. Está representado, en la región aflorante, por la Formación Tacuarembó (en el sentido de Bossi *et al.* 1975). Se pueden reconocer tres unidades o asociaciones de facies que, de base a techo, corresponden a:

- sistemas fluviales asociados a episodios eólicos;
- sistemas fluvio-lacustres con ocasionales episodios eólicos intercalados;
- episodios eólicos con ocasionales interrupciones fluviales.

La unidad basal muestra espesores de orden métrico (~ 10 metros), la unidad intermedia alcanza las centenas de metros (~ 100 a 300 metros) mientras que la unidad que caracteriza buena parte del techo las decenas de metros (~ 30 a 50 metros).

Por ejemplo, los ciclos areno-arcillosos que francamente caracterizan la unidad faciológica intermedia se verificaron entre los 968 y 1.196 metros de la perforación de Salto Grande. Las facies psamíticas de estos ciclos se originaron por transporte eólico de arena y se depositaron en forma de extensos sectores de dunas, dispuestas en estratos de 5 a 20 metros de espesor, limitados por los niveles pelíticos, que representan facies subacuáticas y de poca profundidad, con espesores entre 1 a 5 metros. Estos niveles arcillosos, cuando se disponen en paquetes de relativo espesor y continuidad lateral, pueden constituirse en barreras para la migración del agua que reducen la permeabilidad del acuífero, constituyendo en estas zonas un típico sistema acuífero multicapa.

En el nivel de base del acuífero, los niveles pelíticos se hacen más frecuentes, manteniendo la característica de poco espesor. El contenido de arcillas en el paquete sedimentario es variable. Por ejemplo, los análisis granulométricos de las muestras de la perforación de OSE mostraron estas proporciones:

- a 1.309 metros: arcilla 74,2 %; arena 25,8 %;
- a 1.370 metros: arcilla 45,3 %; arena 54,7 %.

Por lo tanto, entre estos niveles se comporta como un típico acuicluido.

En el pozo de Salto Grande, las diagrafías permiten definir que los primeros 220 metros de sedimentitas situadas inmediatamente bajo el basalto, constituyen una sucesión de areniscas interestratificadas con niveles de pelitas, que difícilmente superan los 5 m de espesor. Por otra parte, el espesor acumulado de arenas en esta sucesión es del 70 %. El perfil sónico en dicha perforación mostró que los registros de porosidad son iguales o superiores al 20 %, alcanzando en la parte superior del paquete (965 a 1.200 metros) valores entre 25 y 30 %.

El SAG se apoya sobre sedimentitas pérmicas (Fig. 2) de media a baja permeabilidad que han sido depositadas en ambientes marinos poco profundos y que, por su contenido variable en sales, condiciona la calidad del agua y define el segundo sistema hidrogeológico del área. Estos dos sistemas no se presentan en toda la cuenca simultáneamente, sino que las distribuciones en el subsuelo estuvieron condicionadas por la propia dinámica de los paleoambientes y la configuración estructural resultante de los eventos tectónicos mesozoicos. Sin embargo en función de su desarrollo o predominio se pueden establecer, en forma esquemática, dos áreas: Norte y Sur.

Área Norte

En el Norte de la cuenca el SAG se presenta en su mayoría cubierto (Figs. 3 y 4), aunque existe en la región limítrofe con Brasil (ciudades de Artigas y Quaraí) una "ventana" de afloramientos del acuífero. En esta región presenta su mayor desarrollo y se comporta hidrogeológicamente, por lo general, en forma independiente de las unidades hidrogeológicas de edad Pérmico. No se ha comprobado alguna conexión en esta área entre ambos sistemas, aunque la región presenta una gran estructuración tectónica (lineamientos y fallas) que podrían ser la vía de conexión entre los dos sistemas acuíferos. Los pozos presentan caudales de surgencia que oscilan entre

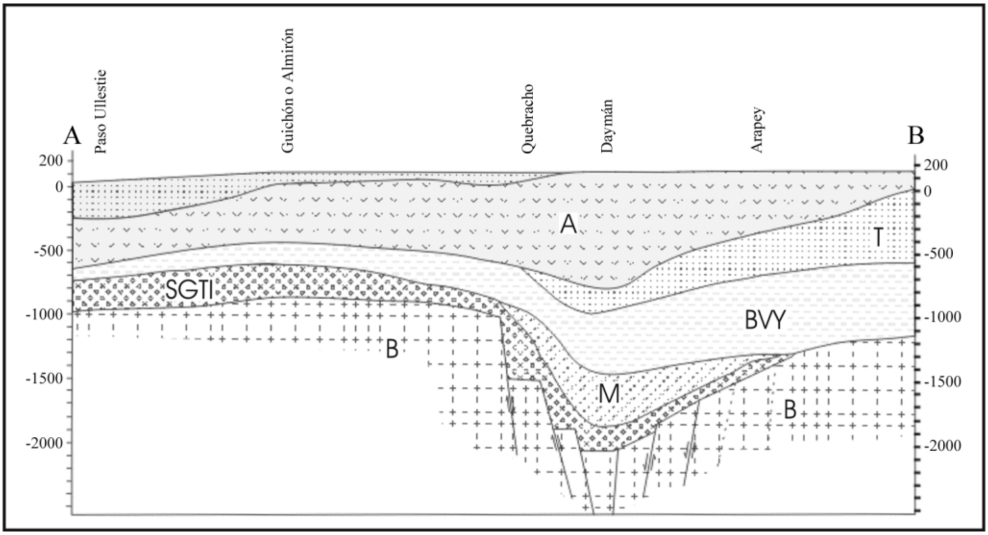


Figura 3 – *Corte esquemático Norte-Sur del Sistema Acuífero Guaraní. Corresponde a la dirección A-B de la Fig. 1. Referencias:* A = *Formación Arapey;* T = *Formación Tacuarembó;* BVY = *Formaciones Buena Vista y Yaguarí;* M = *Formación Melo;* SGTI = *Formaciones San Gregorio y Tres Islas; y* B = *Basamento cristalino.*

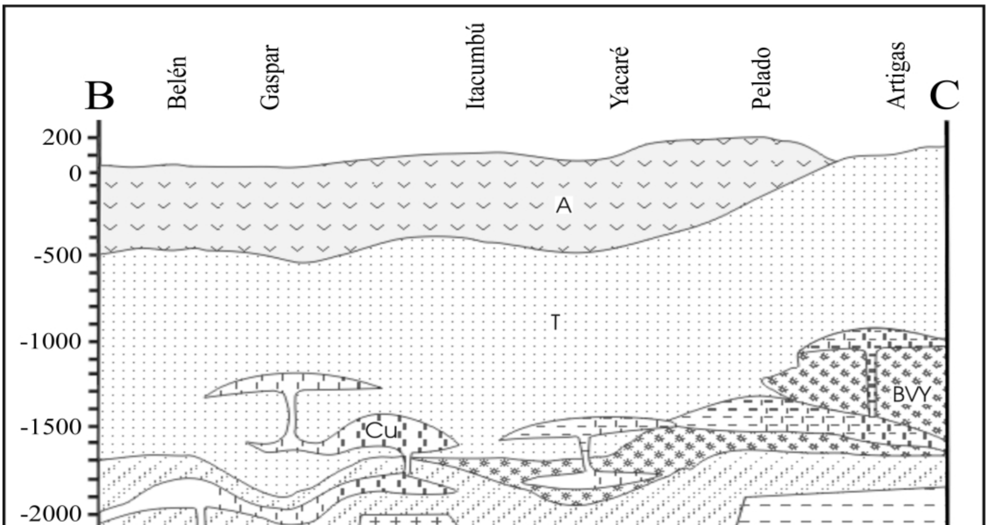


Figura 4 – *Corte esquemático Este-Oeste del Sistema Acuífero Guaraní. Corresponde a la dirección B-C de la Fig. 1. Referencias iguales a las de la Fig. 3.*

los 90 a 340 m^3/h, con transmisividades entre 145 a 190 m^2/día. Se destaca que la mayoría de las perforaciones son utilizadas para abastecimiento de centros turísticos termales. La calidad del agua se clasifica como bicarbonatada sódica. En las Figs. 3 y 4 se muestra la ubicación de dos cortes geológicos y la variación en profundidad de los paquetes acuíferos. Los caudales de surgencia de las perforaciones en la zona norte se presentan en la Fig. 5.

Pozos Termales	Departamento	Caudal de surgencia (m^3/h)
Arapey	Salto	340
Damián	Salto	134
Hotel Quiroga	Salto	230
OSE	Salto	90
Club de Remeros	Salto	135
Guaviyú	Paysandú	125
San Nicanor	Paysandú	120

Figura 5 – *Principales caudales de surgencia de los pozos termales.*

Área Sur

Hacia el Sur (límite de la cuenca) se adelgaza el SAG típico (Fig. 3) y comienzan a observarse pozos que captan ambos sistemas, igualmente con predominio de las características hidráulicas y químicas del SAG típico (*e.g.* Guaviyú). En este caso existe una conexión artificial efectuada por la perforación que pone en contacto los dos subsistemas acuíferos, aunque no se descarta que exista una conexión natural.

En la zona de borde, afectada por una gran actividad téctonica, se presentan casi en la misma latitud dos casos diferentes:

a) predominio del sistema constituido por depósitos eopérmicos, como el pozo de Almirón con sólo 20 metros de sedimentos de SAG típico, resultando un pozo de agua con bajo caudal (80 m^3/h) y alto contenido en sales; y

b) hacia el Oeste, a una distancia de 60 km y en la ciudad argentina de Colón (Fig. 1) se capta agua de un *intertrap* dentro del basalto con características acuíferas del SAG típico. Para los casos de predominio del sistema de origen pérmico la transmisividad es del orden de los 50 m^2/día y el agua se clasifica hidrogeoquímicamente como clorurada sódica.

Hidráulica de la zona confinada

Los valores de parámetros hidráulicos del sector confinado se presentan en la Fig. 6.

Fuente	Zona	Transmisividad (m^2/día)	Coeficiente de almacenamiento
IPT 1988	NO	363 –762	10^{-4}
Tahal 1986	NO	1000	10^{-4}
Hidrosud 1988	NO	1500	10^{-4}
Montaño *et al.* 1998	NO	250 – 1500	10^{-4}
De los Santos 1999	NO	300	10^{-4}

Figura 6 – *Distintos parámetros hidráulicos de interés para la caracterización del SAG según diferentes trabajos.*

Decoud & Rocha (2001) determinaron los parámetros hidráulicos del acuífero en la zona confinada a partir de ensayos de bombeo realizados en dos perforaciones profundas del área: OSE (Salto) y Salto Grande. En el pozo de OSE se realizó la prueba en momentos diferentes: al inicio de la explotación (1992) y luego de seis años de producción con un régimen de bombeo de 24 hs/día y un nivel dinámico de 169 metros para un caudal de 370 m^3/h (1996), disminuyendo éste a 313 m^3/h en 1999.

En el caso del pozo de Salto Grande, el ensayo se corresponde con el inicio de la explotación (1995), donde fuera equipado con bomba únicamente para la prueba, ya que este pozo se ha aprovechado hasta el momento sólo con su caudal de surgencia (230 m^3/h). Los resultados obtenidos en estos ensayos se presentan en las Figs. 7 y 8.

Fecha	Método	Transmisividad m^2/d	Coeficiente de almacenamiento	Permeabilidad m/d
28/4/92	Theis – GWW	171	1,5 x 10^{-4}	0,57
	Aprox. Jacob	145		0,48
	Diosdado Pérez F.	490		1,63
15/9/98	Theis – GWW	108	3 x 10^{-4}	0,35
	Aquifer test	83	3,25 x 10^{-4}	0,27

Figura 7 – *Datos hidráulicos para la perforación OSE en la ciudad de Salto.*
Según Decoud & Rocha (2001).

Fecha	Método	Transmisividad m^2/d	Coeficiente de almacenamiento	Permeabilidad m/d
28/2/95	Aprox. Jacob	168	$1,6 \times 10^{-4}$	0,56
	Aquifer Test	188	$3,73 \times 10^{-4}$	0,62

Figura 8 – *Datos hidráulicos para la perforación Salto Grande (Dpto. de Salto).*
Según Decoud & Rocha (2001)

La gran dispersión de valores de transmisividad observados se debe a que las determinaciones fueron realizadas en condiciones diferentes, los valores altos se corresponden a regímenes de surgencia, mientras que los valores menores son el resultado de ensayos bajo bombeo con depresiones significativas. En función de estas condiciones se entiende que estos últimos son los más representativos desde el punto de vista hidráulico, fijando los valores de transmisividad para esta área entre 150 y 250 m^2/d.

La diferencia de valores para iguales condiciones de ensayos hidráulicos indicarían variaciones tanto en la conductividad hidráulica como en los espesores portadores del SAG, criterio compartido con Decoud & Rocha (2001). Los resultados expresan el comportamiento diferencial registrado en las perforaciones que se ubican al Norte del lineamiento Itapebí–Tambores con respecto a las que se encuentran al Sur. Los estudios comparativos realizados por Decoud & Rocha (2001), entre la perforación de Federación (Argentina) y Salto Grande (Uruguay), parecen indicar que los elementos determinantes de los altos caudales obtenidos al Norte, obedecen principalmente a una mayor porosidad en el paquete sedimentario que compone el acuífero y a un mayor espesor del mismo.

Hidrogeoquímica de la zona confinada

Según Montaño *et al.* (1998) las aguas en esta zona corresponden al subsistema hidrogeológico YaBIT (constituido por las formaciones Yaguarí, Buena Vista, Itacumbú y Tacuarembó) y al sistema SaGreTI (integrado por las formaciones San Gregorio y Tres Islas). La calidad de las aguas del subsistema YaBIT no presenta limitaciones de potabilidad, salvo que se mezclen con aguas del subsistema SaGreTI, como es el caso de la perforación de Almirón que presenta un residuo seco de 6344 mg/l.

Las aguas se clasifican, según el diagrama de Piper, en bicarbonatadas sódicas para el sistema YABIT, con un valor medio de dureza total de 65 mg/l y en cloruradas sódicas para el sistema SaGreTI, con un valor medio de 200 mg/l de dureza total. En los dos casos se observa mayor concentración de Na sobre el Ca.

Las aguas pertenecientes al grupo SaGreTI se corresponden con zonas de altas temperaturas, de fundamental importancia para el desarrollo de centros turísticos termales. Por el contrario la calidad de esta agua la inhabilita para el abastecimiento público, industrial y agrícola, debido al alto contenido de sales y al mayor tiempo de contacto con el acuífero. Los pozos Daymán, Paso Ulleste y Almirón son ejemplos claros de aguas captados de este sistema acuífero.

Decoud & Rocha (2001) realizaron estudios de siete perforaciones profundas confinadas por el basalto en los departamentos de Salto y Paysandú y en la provincia de Entre Ríos, basados en una serie de análisis de agua de las perforaciones realizados en un período de siete años. Estos autores distinguen dos grupos en función de la calidad química del agua: Grupo 1 = Arapey, Daymán, San Nicanor y Guaviyú de tipo bicarbonatadas sódicas; y Grupo 2 = Federación, OSE y Salto Grande de tipo bicarbonatadas sódicas a cloruradas salinas.

En el área confinada por los basaltos, la concentración del ion Na es muy superior a la del ion Ca y en menor grado el ion bicarbonato sobre el ión Cl^-. En el Grupo 2, el ion Cl^- se presenta entre 76 a 200 partes por millón, y el ion Na de 182 a 230 ppm, determinando una región donde se registra un aumento de la salinidad, la conductividad y los sólidos totales. Por otro lado, estas tres perforaciones tienen 300 metros de penetración en el Sistema Acuífero y permite la mezcla de aguas con un avance de aguas de niveles inferiores con mayor contenido salino.

En la muestra de Arapey y Daymán en el Grupo 1, también se ha observado un incremento en la concentración de Na. Daymán en 1992 mostraba una concentración de 135 ppm y en 2000 presentó un tenor de 205 ppm. Arapey en 1995 registró 50 ppm mientras que en 2000 fueron 95 ppm. En ambos pozos se registró paralelamente un aumento en los sólidos totales.

Al interpretar los resultados de estos muestreos, se observa un aumento progresivo de la salinidad. Esto podría responder a que los pozos han

estado en producción a lo largo del tiempo, demandando una mayor extracción al acuífero, por lo que los estratos inferiores comenzarían a mostrar una mayor participación en el aporte global de agua.

El análisis de la muestra de surgencia del pozo de OSE (Salto) (Decoud & Rocha 2001) muestra valores inferiores en todos los iones, lo que estaría confirmando lo expresado anteriormente, dado que dicha perforación, luego de haber estado en producción bajo régimen de bombeo durante varios años, experimentó un cierre prolongado (tres meses) después del cual fueron recogidas las muestras.

El aumento de la salinidad en los pozos bajo régimen de explotación puede deberse también a aportes provenientes de la comunicación hidráulica con otros acuíferos más salinos a través de fallas o diaclasas, como sucede en el Estado de Paraná (Brasil).

En Salto Grande, el aumento del contenido de Na así como de la conductividad, asociado a la estabilización del caudal de surgencia, podría deberse a esta causa. El aumento en el contenido de Na puede transformarse en un problema futuro, en la medida que puede representar ciertas limitaciones para su uso con fines de riego.

Por otro lado, la presencia de pH altos (del orden de 7,7 a 8,3) puede asociarse al hecho de que los perfiles litológicos del acuífero muestran horizontes con abundante cemento calcáreo y la presencia de arcillas carbonáticas (Salto Grande). Este factor debe ser tenido en cuenta a efectos de los diseños constructivos de los pozos (instalación y material de los filtros), ya que pueden verificarse fenómenos de incrustación que disminuyan el potencial productivo de las perforaciones. Ejemplo de esto puede ser la merma observada en el caudal específico de la perforación de OSE en un período de explotación de 5 años.

Hidrotermalismo y surgencia

En Uruguay los antecedentes termales se remontan al año 1935, cuando se realizó la primera perforación que captó agua del SAG. Se trata de la perforación Nº 210 (Arapey) ejecutada por el Instituto Geológico del Uruguay. En Argentina, la primera perforación con fines termales se realizó recién a fines de la década de 1980, en la localidad de Federación. La Fig. 9 muestra los datos de caudal y temperatura de los pozos termales del litoral del río Uruguay.

País	Pozo	Año	Caudal (m^3/h)	Temp (ºC)	Observaciones
Uruguay	Arapey	1942	800		Pozo libre, caudal surgente
		1999	340	39.5	Pozo libre, caudal surgente Presión 48 mca (cerrada) y 25 mca en operación
	Daymán	1957	550		Pozo libre, caudal surgente
		2000	134	46	Pozo libre, caudal surgente
	Hotel Quiroga	2000	230	44.5	Pozo libre, caudal surgente Presión 58 mca (cerrada) y 45 mca en operación
	OSE-Salto	1991	110	47.5	Pozo libre, caudal surgente
		1992	90	48	Pozo con filtro, caudal surgente
		1992	355	48	Caudal con Bombeo
	Club Remeros	2001	135	47	Pozo libre, caudal surgente
	Guaviyú	1958	450	39	Pozo libre, caudal surgente
		1992	125	39	40 mca (cerrada) y 5mca en operación
	Almirón	2000	52	34	Caudal con bombeo
	San Nicanor	2001	120	44	Pozo libre, caudal surgente
Argen-tina	Federación	1994	450	41.5	Pozo con filtro surgente
	Colón	1996	135	33.5	Pozo libre, caudal surgente
		1998	72	34.3	Pozo libre, caudal surgente

Figura 9 – *Caudal y temperatura en los pozos termales de Uruguay y Argentina.*

Hasta el momento la utilización del agua termal del SAG se ha restringido casi exclusivamente al turismo, desaprovechando el resto de sus cualidades; esto se debe, principalmente, a la falta de una cultura de uso de este recurso. Es preciso recordar que en Uruguay existe la mayor densidad de centros termales de la región, atendiendo la demanda de la población de Buenos Aires y la Mesopotamia argentina, los estados del Sur de Brasil y, obviamente, la propia población uruguaya. En Brasil están los grandes y exitosos centros termales de los estados de São Paulo y Paraná. Recientemente Argentina comenzó un desarrollo acelerado en zonas limítrofes con Uruguay que, en conjunto, conformarán el mayor corredor turístico termal de Sud-América.

El grado geotérmico de las aguas del SAG puede ser aprovechado para la implantación de establecimientos hidrotermales; uso en hospitales y establecimientos deportivos, natación y balneoterapia; amortiguación de heladas; secado de granos y madera; secado y deshidratación de diversos productos como vegetales y frutas; acondicionamiento de aire; calefacción de condominios, invernaderos y criaderos; limpieza de cueros de animales; higienización de ambientes; irrigación y calefacción de suelos; cultivo de hongos.

Origen del termalismo del SAG

La Cuenca Paraná es una extensa área de acumulación intracratónica que funcionó desde el Paleozoico inferior hasta finales del Cretácico y que muestra secciones sedimentarias con espesores máximos de 7.825 metros (Northfleet *et al.* 1969). La Cuenca Paraná alberga al SAG que, como fuera señalado, está integrado por sedimentos de origen esencialmente continental y variadas permeabilidades, que forman una sucesión de niveles de acumulación de agua, constituyendo uno de los sistemas hidráulicos subterráneos más complejos del mundo.

La configuración dada por las potentes lavas basálticas y el infrayacente SAG determina una "cámara" con agua caliente originada por gradiente geotérmico. La presencia de una "tapa" de rocas basálticas de baja permeabilidad impide la renovación directa del agua así como dificulta la pérdida de energía. Esta estructura geológica e hidrodinámica genera anomalías térmicas de baja entalpía en amplias regiones del SAG.

De esta forma, la ocurrencia de agua caliente en el SAG confinado no está relacionada a ningún proceso magmático; la temperatura del agua, que llega hasta 68°C, se debe al gradiente geotérmico que varía entre 20°C/km a lo largo del río Pelotas, y 29°C/km en las demás regiones de confinamiento del acuífero. En la región de Cachoeira Dourada (Minas Gerais) se alcanza el mayor gradiente geotérmico para el SAG (55°C/km, *vide* Araujo *et al.* 1995). En nuestra región es de esperar valores de 1ºC/35m.

Superficies potenciométricas

El término superficie potenciométrica, también denominada cabeza hidráulica, se calcula por la interpolación lineal de la recarga (captación) superficial y el nivel de base local o regional (en este caso el nivel del mar). Este valor es medido en los pozos elegidos del área aflorante y en la totalidad del área confinada. El conjunto de estos datos es indicado en mapas que ilustran la dirección de flujo del agua en el acuífero e inclusive brindan información acerca de su gradiente. Asimismo, en un acuífero confinado en condiciones idealmente homogéneas, esta superficie potenciométrica indica la elevación a la que el agua puede subir en un pozo en una determinada zona. La configuración hidráulica se definió, básicamente, hacia finales del Cretácico luego de que cesaran los pulsos que provocaron los levantamientos y la estructuración interna de la Cuenca Norte. De una forma general, estas condiciones hidrogeológicas del acuífero perduraron hasta el presente.

El área de recarga se presenta en la franja de orientación N-S que comienza en la ciudad de Rivera y finaliza en las cercanías de Paso de los Toros. No existe una serie de medidas históricas donde se pueda reconstruir la evolución de las variaciones piezométricas del Sistema Acuífero. Solamente se registraron medidas a impulsos de proyectos sujetos a los vaivenes de planificaciones políticas que nunca llegaron a concretarse.

No obstante, esta información fue utilizada para la confección del mapa piezométrico (Montaño *et al.* 1998), donde en primera instancia se puede observar una dirección general de flujo de orientación E-O, siendo la región infrabasáltica coincidente con el tránsito hacia una zona de descarga que se encontraría en Argentina.

El gradiente hidráulico medio en la zona aflorante tiene un valor de 7×10^{-4}, mientras que en el área confinada se tienen valores de 2×10^{-4} al N y 6×10^{-4} al Sur, lo cual coincide con el mayor espesor del Sistema Acuífero en la dirección NO.

ESTRUCTURA DEL SAG: ZONA AFLORANTE

Ocupa un área de 3.700 km^2 en una faja de dirección N-S con un largo de 160 kilómetros y un ancho medio de 35 a 40 kilómetros. Al interpretar hidrogeológicamente el subsuelo de la región se puede realizar la división que se muestra en la Fig. 10.

Formación	Miembro	Litología	Capacidad del acuífero
Tacuarembó	Superior (Área Rivera)	- areniscas finas a medias	Bueno
	Superior (Área Artigas)	- areniscas finas a medias	Bueno
	Inferior (Área Tacuarembó)	- areniscas y pelitas	Regular

Figura 10 – *Caracterización y subdivisión hidrogeológica esquemática de la Formación Tacuarembó (Zona Aflorante del SAG).*

Este paquete sedimentario se caracteriza por una sucesión de sedimentos de diferente permeabilidad, que lleva a clasificarlos en: acuíferos con alta permeabilidad (Formación Tacuarembó–Miembro Superior); y de baja

permeabilidad (Formación Tacuarembó–Miembro Inferior). Se analiza por separado el "Área Rivera" y la ventana aflorante del "Área Artigas", dado que presentan algunas características que hacen plausible esta distinción. En función de esta división se clasifica la región en:

Área Rivera

Se desarrolla el Sistema Acuífero con predominio de sedimentos de origen eólico, presentando en esta zona los mayores espesores. La transmisividad (T) para el acuífero Rivera tiene valores de 150 m^2/día (Fig. 11).

N° de Pozo	Prof.	Acuífero predominante	T (m^2/día)	q (m^3/h/m)
724/1	84,50	Rivera	155	3,43
961/1	102,50	Rivera	151	3,44
1161	51,30	Rivera	140	2,7

Figura 11 – *Resumen de los principales datos de la ciudad de Rivera.*
Obtenidos a través de ensayos de bombeo en pozos de abastecimiento público (OSE).

El valor del coeficiente de almacenamiento S es 10^{-3}, indicativo del semiconfinamiento del acuífero. Los valores del caudal específico (q) son del orden de 3 m^3/h/m y los rendimientos de los pozos varían entre 50 y 110 m^3/h. La clasificación del agua es clorurada cálcica.

Área Tacuarembó

El sistema que predomina es el acuífero "Tacuarembó" (Formación Tacuarembó–Miembro Inferior), constituido por areniscas y pelitas de origen fluvial y lacustre, con ocasionales episodios eólicos intercalados. La explotación del acuífero es escasa debido fundamentalmente a su bajo potencial, por presentarse predominantemente los sedimentos finos.

La profundidad media de los pozos en la zona es de 80 m y un caudal medio de 3,5 m^3/h. Los valores de transmisividad son del orden de 25 m^2/día. La clase de agua en función de la composición química es bicarbonatada cálcica.

Área Artigas: ventana aflorante

La ciudad de Artigas está situada sobre el acuífero en uno de los bordes de contacto del aflorante con el confinado (ventana); se presenta una doble condición, existiendo áreas del acuífero aflorantes y otras bajo cobertura de basalto. El recurso configura aquí una fuente de agua para diversos usos, por ejemplo, el abastecimiento público de agua a la ciudad de Artigas es mixto. Tiene una fuente de agua superficial proveniente del río Cuareim y otra subterránea extraída del acuífero Guaraní en pozos de diferente profundidad y caudal. Se abastece a una población de 40.000 habitantes, para lo cual el agua subterránea aporta el 50 % de la demanda.

Pérez *et al.* (2001) realizaron un estudio en el área, basado en información de 17 perforaciones, las cuales fueron clasificadas en función de su perfil constructivo y la profundidad de pozo (Figs. 12 y 13). Estos autores obtuvieron los parámetros transmisividad y coeficiente de almacenamiento para las situaciones de acuífero confinado por capas de basalto de hasta 70 metros y para áreas aflorantes (Fig. 14).

	Perfil constructivo		
Profundidad	A. Revestimiento total	B. Revestimiento parcial	
1. Hasta 60m	4	1	**Cantidad de pozos**
2. Hasta 120m		6	
3. Más de 120m	4	2	

Figura 12 – *Clasificación de los pozos del Área Artigas.*
Número de pozos en cada categoría. (Tomado de Pérez et al. *2001)*

Categoría	**N° de pozos**	**Caudal m^3/h.**
A1	4	20 – 30
A2	-	-
A3	4	50-240
B1	1	10
B2	6	20 – 90
B3	2	130 – 250

Figura 13 – *Caudales para las diferentes categorías de los pozos del Área Artigas.*
(Tomado de Pérez et al. *2001)*

	Nivel explotado	Transmisividad (m^2/día/m)	Coeficiente de almacenamiento
Área Bajo Basalto	54 – 120 m	194	10^{-4}
Área aflorante	60 – 120 m	374	$4{,}50.\ 10^{-3}$
Área aflorante	150 – 210 m	855	$1{,}36.\ 10^{-3}$

Figura 14 – *Parámetros hidráulicos para las distintas situaciones del acuífero en el área.*
(Tomado de Pérez et al. *2001)*

Se observa que el acuífero presenta diferentes transmisividades en los distintos niveles de aporte estudiados, verificándose que los valores más altos se encuentran en el nivel más profundo, situado entre los 150 y 210 metros.

El coeficiente de almacenamiento refleja un semiconfinamiento de los niveles más superficiales, pasando claramente a condiciones de confinamiento en el nivel más profundo investigado. El cálculo del radio de influencia para 30 horas de bombeo supera los 2,5 kilómetros de distancia para el nivel de aporte inferior.

El acuífero tiene entonces un comportamiento multicapa, funcionando como un sistema hidráulico integrado con sectores de semiconfinamiento (área aflorante, profundidad 60 a 90 metros) y sectores claramente confinados (profundidad mayor a 120 metros).

Hidrogeoquímica del área aflorante

Según Montaño *et al.* (1998) se puede establecer que la calidad de las aguas, tanto para la unidad Rivera como para la unidad Tacuarembó, no presenta limitaciones de potabilidad. El estudio de las relaciones iónicas permitió clasificar a esta agua como cloruradas cálcicas y bicarbonatadas cálcicas.

En la zona aflorante se destaca la mayor concentración de Ca frente al Na y en algunos casos valores de Mg semejantes o superiores al Na. Estos valores relativamente elevados de Ca se deben posiblemente a la naturaleza de la cementación de la unidad hidrogeológica Tacuarembó, que es ocasionalmente calcárea.

El bicarbonato en algunos casos tiene dominio sobre el cloro, originando las aguas bicarbonatadas cálcicas. El valor medio de la dureza total expresada en $CaCO_3$ es 45 mg/l y el valor medio del residuo seco es 120 mg/l. Por otra parte, no se encontraron valores de Fe, Mn, F que pudieran comprometer la utilización del acuífero.

Decoud & Rocha (2001) clasificaron las aguas del acuífero en el área aflorante dentro del tipo bicarbonatadas cálcicas sódicas. Pérez *et al.* (2001) establecieron que las aguas se presentan como bicarbonatadas cálcicas en todas las perforaciones del área, tanto confinada por basaltos como aflorantes.

El agua en la zona aflorante de Artigas es de excelente calidad para diversos usos: abastecimiento público, riego, industrias. Si bien la mayor parte de los pozos se encuentran ubicados en el área confinada del basalto, en los pozos del sector aflorante tampoco se han registrado indicadores de contaminación. En el caso de los nitratos, los valores más altos observados son de 9,7 ppm, pudiendo ubicarse la media en valores de 2 ppm. Con respecto a la comparación del área de estudio con los pozos de otras áreas aflorantes del SAG (*e.g.* Rivera, Tranqueras, Tacuarembó) se pueden definir como de características similares, resaltando que para la ciudad de Rivera se verifican valores más bajos de pH (5,2 a 6,4). Estos pH ácidos obligan al uso de tuberías y filtros de acero inoxidable para evitar la corrosión de éstos. El origen del pH bajo se debe al bajo tiempo de residencia del agua subterránea en acuíferos superficiales.

CONSIDERACIONES FINALES

Como puede observarse existe una gran variedad respecto a la geometría y composición del SAG tanto en la zona aflorante como en la confinada, lo que que tiene su incidencia en las características hidráulicas y en la calidad de las aguas subterráneas.

La zona aflorante del SAG ocupa un área de 3.700 km^2 en una faja de dirección N-S con un largo de 160 kilómetros y un ancho medio de 35 a 40 kilómetros. Hacia el Norte, predominan los sedimentos de mayor macroporosidad con valores de transmisividad de 150m^2/día y caudales específicos de 3.4 m^3/h/m. Hacia el Sur se desarrollan acuíferos con predominancia de litologías limoarenosas con valores relativamente más bajos de transmisividad (25m^2/día) y caudales medios de 3,5m^3/h, que cubren la demanda de pequeños tambos y casas individuales con áreas reducidas de riego. En esta zo-

na se destaca la mayor concentración de Ca frente al Na y en algunos casos valores de Mg semejantes o superiores al Na. El agua es bicarconatada cálcica o sódica. El valor medio de la dureza total expresada en $CaCO_3$ es 45 mg/l y de residuo seco es de 120 mg/l.

En la zona confinada (~ 39.000 km^2) las variaciones en el comportamiento del SAG se deben principalmente a la incidencia de fenómenos tectónicos, principalmente mesozoicos, que controlaron la estructuración y geometría de las unidades sedimentarias que lo conforman.

La presencia de fallas, filones, *sills*, levantamientos y hundimientos de altos internos, etc., determinaron una compleja compartimentación de la cuenca y, por lo tanto, condicionan actualmente el almacenamiento y circulación del agua subterránea marcando la gran heterogeneidad del sistema. Esta situación es detectada en un área muy particular por su estructura de borde de cuenca sedimentaria, influyendo en la heterogeneidad de los cuerpos permeables que constituyen el SAG. Estas características determinan variaciones en los parámetros hidráulicos reflejados, por ejemplo, en la transmisividad con valores de 150 a 250 m^2/día. También existe una gran variedad de tipos de agua, desde potables bicarbonatadas cálcicas a sódicas hasta cloruradas sódicas, estas últimas influenciadas por los niveles acuíferos constituidos por las rocas pérmicas (SaGreTI). Asimismo, se constata la existencia de una gran variación en el caudal de surgencia de los distintos pozos del área confinada, presentando valores que van desde 30 a 340 m^3/h.

La "ventana de Artigas" corresponde a una región de afloramientos del acuífero dentro de un área de confinamiento del SAG. Esta situación muestra las complejidades del SAG, que en este caso en menos de 30 kilómetros pasa de un acuífero confinado–semiconfinado a un típico acuífero libre. En estas situaciones se observa una gran variación de la conductividad hidráulica vertical, la que se refleja en cambios drásticos en los valores de transmisividad, que van desde 194 para niveles superficiales a 855 m^3/día para niveles más profundos a los 150 metros. También varía el coeficiente de almacenamiento, que pasa de indicar condiciones de semiconfinamiento en los niveles más superficiales a condiciones de confinamiento, en el nivel más profundo.

Estos resultados demuestran que el SAG no constituye un sistema homogéneo y la pseudohomogeneidad que se presenta en muchas publicaciones se debe simplemente a zonas con falta de datos o estudios detallados.

Bibliografía

Araujo LM, França AB & Potter PE (1999): *Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA*. Hidrogeology Journal 7: 317-336.

Bossi J, Ferrando LA, Fernández A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña J (eds.) (1975): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000*. Montevideo.

Custodio E (1993): *Aquifer intensive exploitation and over-exploitation with respect sustainable development. Environment Pollution*. Science, Policy, Engineering 2: 509-516.

Da Rosa Filho EF, Forlin M & Montaño J (1998): *Informações básicas sobre a distribuição do Sistema Aqüifero Guarany nas regiões Sul e Sudeste do Brasil*. A Agua (Revista da CPRM, Servicio Geológico do Brasil) 10: 22-26.

Decoud P & Rocha L (2001): *Aportes a la hidráulica subterránea del Acuífero Guaraní en el NO del Uruguay*.

de Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya*. Boletín Técnico Arpel 18(4): 319-339.

Hidrosud (1988): *Desarrollo turístico de la actividad termal en el litoral del Uruguay*. Trabajo de consultoría. Montevideo, Uruguay.

Martínez Paulo S (1998): *Caracterización del Acuífero Guaraní en el Norte del Uruguay, (Dpto. de Artigas)*. Trabajo final de hidrogeología. Facultad de Ciencias. Universidad de la República.

Montaño J & Pessi M (1985): *Estudio hidrogeológico de Rivera*. Informe interno de O.S.E, Montevideo.

Montaño J & Carrión R (1990): *Optimización de la explotación del Sistema Acuífero Triásico Jurásico Tacuarembó – Buena Vista*. Actas 6º Congreso de Aguas Subterráneas I: 180-189, Porto Alegre, Brasil

Montaño J & Collazo P (1996): *Vulnerabilidad del techo del Sistema Acuífero Guaraní en la Cuenca Noroeste del Uruguay*. 9º Congreso Brasilero de Aguas Subterráneas. Salvador, Brasil.

Montaño J & Collazo P (1998): *Hidrogeoquímica del Sistema Acuífero Guaraní (Uruguay)*. II Congreso Uruguayo de Geología pp. 395-400, Punta del Este.

Montaño J, Tujnchneider O, Auge M, Fili M, Paris M, D'Elia M, Pérez M, Nagy MI, Collazo P & Decoud P (1998): *Acuíferos regionales en América Latina. Sistema Acuífero Guaraní. Capítulo argentino-uruguayo*. Centro de Publicaciones de la Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, 217pp.

Morales H & Montaño J (1996): *Curso de aguas subterráneas para el agro*. Facultad de Agronomía, Universidad de la República. Montevideo.

Northfleet A, Medeiros RA & Muhlmann H (1969): *Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná*. Boletim Técnico da Petrobras 12: 291-346.

Pérez A, Rocha L, Decoud P & Carbajal A (2001): *Comportamiento del Acuífero Guaraní en la Ciudad de Artigas, Uruguay*.

Pessi M & Ardí G (1998): *El Sistema Acuífero Tacuarembó en la ciudad de Rivera*. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, ALHSUD. Montevideo, Uruguay.

TAHAL (1986): *Proyecto agrícola de Riego basado en la perforación de pozos profundos*. Tahal Consulting Engineers, VERNO - ROU, 8 tomos.

ÍNDICE TEMÁTICO

Los acontecimientos que condicionaron la evolución de la Tierra y de la vida durante el Mesozoico (hace 250 a 65 millones de años) son por demás apasionantes. Supercontinentes que se fragmentaron, océanos que nacieron, extinciones catastróficas, aparición de nuevas formas de vida o espectaculares fenómenos volcánicos, son sólo algunos de esos sucesos, que además se relacionaron con procesos de acumulación de riquezas naturales. Por ejemplo, es durante el Mesozoico que se formó la inmensa mayoría del petróleo y gas de nuestro planeta.

Este libro constituye el primero de una serie sobre las cuencas sedimentarias de Uruguay. Está integrado por nueve capítulos referentes a temas básicos de las Geociencias: estratigrafía, paleontología, petrología, tectónica, recursos hídricos subterráneos, petróleo y gas, así como otros recursos naturales.

Redactado por un grupo de profesionales, en su mayor parte docentes e investigadores de la Facultad de Ciencias, está dirigido a un amplio público: estudiantes y profesionales de la Geología, profesores de Geografía y Geología de la enseñanza media, biólogos, geógrafos, ingenieros, arqueólogos y aficionados a las Geociencias en general.